

Эволюция кайнозойского вулканизма и его источники в зоне Дариганга-Чифэн (Дачи): вовлечение в тектоническую активизацию кия Северо-Китайского кратона и глубокой мантии под сопредельными геологическими структурами

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹, Е.В. Саранина^{1,3}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Рассматривается вулканизм полей зоны Дачи (Дариганга, Абага, Дайлинор и Чифэн), протягивающейся более чем на 500 км в пограничных районах Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. Делается вывод о единой эволюции вулканизма, начавшегося от границы Северо-Китайского кратона около 24 млн лет назад с распространением к северу, через субширотную Солонкерскую шовную зону Палеоазиатского океана, закрывшегося в позднем палеозое, в палеозойский блок Синьань. Устанавливается вовлечение Солонкерской шовной зоны в левосторонние движения после извержений, произошедших 15–14 млн лет назад на полях Дариганга, Абага и Дайлинор, а затем после извержений, произошедших около 5 млн лет назад в северной части поля Чифэн. Характер смены источников в процессе эволюции вулканизма оценивается по изотопам Rb вулканических пород с дополнительной информацией об изотопах Nd. В источниках вулканических пород южной части зоны Дачи (поле Чифэн) определяется компонент мантии кратонного кия, близкий по возрасту коре кратона. Предполагается развитие процесса кратонизации мантии и коры около 2.23 млрд лет назад под воздействием флюидов из мантии гадейского магматического океана, отвердевшего 4.47 млрд лет назад. В источниках вулканических пород северной и центральной частей зоны Дачи определяются более древние мантийные компоненты, чем породы, слагающие верхнюю часть коры. В вулканических породах поля Дариганга различается материал протомантии, характеризующейся геохронами 4.47 и 4.45 млрд лет, и компоненты мантии, эволюционировавшей около 3.11 млрд лет назад, включая материал остаточного слэба. Вулканические породы полей Абага и Дайлинор характеризуются наиболее молодым протолимом, соответствующим геохроне 4.44 млрд лет.

Ключевые слова: базальты, базаниты, кайнозой, Азия, Монголия, Китай, Солонкерский шов, Японско-Байкальский геодинамический коридор, мантия, астеносфера, литосфера.

Evolution of Cenozoic Volcanism and its Sources in the Dariganga-Chifeng (Dachi) Zone: Involvement in Tectonic Reactivation of the Keel at the North China Craton and Deep Mantle beneath Adjacent Geological Unites

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}, T.A. Yasnygina¹, E.V. Saranina^{1,3}

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

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

³Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS, Irkutsk, Russia

Abstract. In this paper, volcanism of the fields of the Dachi zone (Dariganga, Abaga, Dalinuor, and Chifeng) that extends for more than 500 km in the border regions of southeastern Mongolia and northern China is considered. It is inferred that the zone has undergone a common evolution in the last 24 Ma, starting from the boundary of the North China Craton. Volcanism propagated northward, through the west-east Solonker suture zone into the Xing'an block. It is suggested that the Solonker

suture zone was involved in left-lateral motions after 15–14 Ma eruptions in the Dariganga, Abaga, and Dalinuoer fields and after the final (ca. 5 Ma) eruptions in the northern margin of the Chifeng field. The nature of source changes during the evolution of volcanism is assessed from Pb isotopes of volcanic rocks with additional information on the Sm/Nd ratio based on Nd isotope variations. In sources of volcanic rocks from the southern part of the Dachi zone (Chifeng field), a component of the cratonic mantle keel is determined. The development of the process of cratonization of the mantle and crust is assumed to have occurred about 2.23 billion years ago due to degassing of the mantle originated from the Hadean magmatic ocean, which solidified 4.47 billion years ago. Volcanic rocks of the Abaga and Dalinuoer fields are characterized by the youngest protolith, corresponding to a geochron of 4.44 billion years.

Keywords: Basalts, basanites, Cenozoic, Asia, Mongolia, China, Solonker suture, Japan-Baikal geodynamic corridor, mantle, asthenosphere, lithosphere.

Введение

Эволюция континентов существенно отличается от эволюции океанов. В последние десятилетия достигнут существенный прогресс в изучении геологии Азии, которая состоит из блоков, формировавшихся в течение всей геологической истории Земли. Возраст блоков верхней части коры находит выражение в геологических картах и тектонических схемах. Возраст блоков мантии устанавливается по протолитам источников магматических расплавов, излившихся на земную поверхность в позднем фанерозое. Источники мантийных магм, излившихся в Азии, систематизируются по возрастным характеристикам протолитов, которые получают по ураногенным изотопам Pb. Эволюция мантии выстраивается от материала отвердевшего гадейского магматического океана Земли. Данные по другим системам с радиогенными изотопами используются как вспомогательные характеристики процессов, получивших развитие в мантийных источниках геологического прошлого (Rasskazov et al., 2020).

В новейшей глубинной геодинамике Азии обозначается важнейшая роль расплавных аномалий переходного слоя 660–410 км: Гобийской, Байкальской и Северо-Забайкальской. Этот глубинный уровень мантии нарушается в начале новейшего геодинамического этапа (около 90 млн лет назад). Предполагается, что слабый материал, стагнировавший в переходном слое под

закрывшимися фрагментами Солонкерского и Урало-Монгольского палеоокеанов, а также Монголо-Охотского залива Палеоокеана, лавинно погружается в нижнюю мантию. На новейшем геодинамическом этапе Азия вовлекается в ВЮВ движение, обусловившее субдукцию Тихоокеанской плиты. По латерали первичных расплавных аномалий переходного слоя генерируются верхнемантийные расплавные аномалии. В литосфере Внутренней Азии получает развитие рифтогенез и орогенез. Растяжение Байкальского рифта связывается с девиаторным течением мантийного материала, инициированного под движущейся литосферой в Байкальской расплавной аномалии переходного слоя. Сжатие в Хангайском орогене объясняется облегченной передачей к этому орогену тектонического стресса от зоны Индо-Азиатского взаимодействия в низко-вязкостной мантии Гобийской расплавной аномалии (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Гипотеза сборки Азии из континентальных блоков с разновозрастными мантийными килиями тестируется Pb-изотопным датированием протолитов в источниках позднекайнозойских вулканических пород юго-западной части Байкальской рифтовой системы. На вулканических полях, рассредоточенных на расстоянии более 1000 км вдоль Китайско-Байдрагского трансекта различаются протолиты источников: древнего Гарганского блока Тувино-Монгольского микроконтинента (массива) с гадейским протолитом и

архейско-неопротерозойскими событиями, Хамардабанского аккреционно-коллизонного ядра, ограниченного Ильчиро-Тункинским и, возможно, Джидино-Тункинским слэбами, Хангайского континентального домена, ограниченного Баянхонгор-Хангайским и, возможно, Джидино-Хангайским слэбами, и древнего Байдрагского блока – фрагмента Тарбагатай-Дзабханского микроконтинента. Полученные ^{207}Pb – ^{206}Pb -оценки времени инкубации протолитов источников частично согласуются с докембрийскими датировками ансамблей древних континентальных блоков и офиолитовых поясов, экспонированных на земной поверхности (Чувашова и др., 2022).

В настоящей работе исследуется латеральная смена протолитов источников вулканических пород в цепочке позднекайнозойских вулканических полей Дариганга, Абага, Дайлинор и Чифэн, образующих зону Дариганга-Чифэн (Дачи). Зона протягивается в направлении ВЮВ–ЗСЗ на расстояние более 500 км, вкрест простирания геологических структур северного обрамления Северо-Китайского (Сино-Корейского) кратона. В работе (Расказов и др., 2024) были выявлены существенные изменения протолитов источников вулканических пород полей Дариганга, Абага и Дайлинор в ходе эволюции вулканизма северной и центральной частей зоны. Цель настоящей работы – получить полную картину смены протолитов мантийных источников вдоль всей зоны Дачи, от вулканического поля Дариганга до вулканического поля Чифэн.

Вулканические поля зоны Дачи и эволюция вулканизма

Данные о вулканических полях зоны Дачи (рис. 1) содержатся в многочисленных работах (Влодавец, 1955; Салтыковский, Геншафт, 1984, 1985; Nan et al., 1999; Ho et al., 2008; Чувашова и др., 2012; Hong et al., 2013; Yu et al., 2015; Wang et al., 2015; Zhang and Guo, 2016; Guo et al., 2016; Pang et al., 2019; Zhao et al., 2020; Расказов и др., 2024). Как

правило, каждое вулканическое поле охарактеризовано в нескольких работах, представляющих разную информацию.

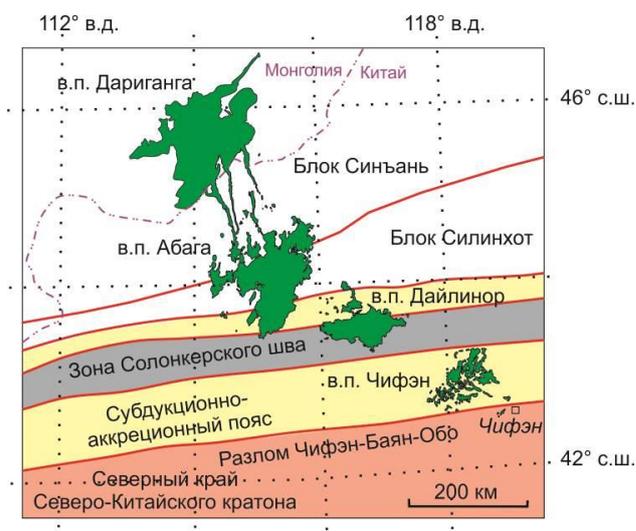


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических полей зоны Дачи в структурах фундамента пограничной территории Юго-Восточной Монголии и Северного Китая. Структуры фундамента показаны по схеме (Liu et al., 2017).

Fig. 1. Spatial distribution scheme of the Cenozoic volcanic fields of the Dachi zone in the basement unites of the border area in South-eastern Mongolia and Northern China. The basement unites are shown after (Liu et al., 2017).

Вулканическое поле Дариганга северного окончания зоны Дачи занимает площадь более 10 тыс. км² между предгорным Тамцагским прогибом хр. Нукут-Дабан на северо-востоке и Онгонской впадиной на юго-западе. Это поле почти целиком находится на территории Монголии. Вулканизм поля начался около 14 млн лет назад и развивался до позднего плейстоцена, включительно. Состав вулканических пород меняется от кварц-нормативных толеитовых базальтов до базанитов и фонотэфритов. По временным изменениям состава вулканических пород и их источников различаются эпизоды 14–10 млн лет назад, 10–6 млн лет назад, 5–3 млн лет назад и <2 млн лет назад.

Вулканическое поле Абага охватывает территорию центральной части зоны Дачи, соизмеримую с территорией поля Дариганга. Это поле находится на территории Китая. Его вулканические извержения начинались около

15 млн лет назад и завершались около 3 млн лет назад с единственным остаточным событием около 1.9 млн лет назад. Эволюция вулканизма этого поля была в общем согласована с эволюцией вулканизма поля Дариганга при максимальных извержениях с 7 до 3 млн лет назад (Рассказов и др., 2024). В отличие от вулканизма Дариганги, вулканизм Абаги прекратился в раннем плейстоцене и характеризовался более ограниченным спектром составов.

Другое вулканическое поле Китая центральной части зоны Дачи – Дайлинор – занимает площадь приблизительно в 3–4 раза меньшую, чем поле Абага. На вулканическом поле насчитывается 102 вулкана. Оно вытянуто на 100 км в субширотном направлении при ширине около 80 км от г. Бейлике на севере до г. Байинкулуна на юге. Самые ранние базальты, излившиеся около 15 млн лет назад, были датированы в керне скважины, пройденной на юге вулканического поля. Все базальты, обнаженные на земной поверхности, имеют возраст не древнее 3.3 млн лет. По геологическому строению и степени выветривания пород вулканические конусы молодой генерации разделяются на группы ранней и поздней стадий (соответственно, *early and late volcanics*, обозначенные как EV и LV). Конусы EV сильно разрушены и располагаются в диапазоне высот от 1300 до 1450 м. Они распространяются вдоль зоны линейного выравнивания ССВ простирания. Потoki лавы, связанные с этими конусами, покрывают площадь около 3000 км² и образуют три лавовые платформы. К–Аг датировки пород конусов стадии EV находятся в интервале от 3.3 до 0.51 млн лет. Конусы LV хорошо сохранились и перекрывают вулканические продукты ранней стадии. Вулканические постройки LV обычно имеют кратера с крутыми склонами. Основные лавовые потоки этой стадии не перекрыты осадочными отложениями. Вулканы охарактеризованы К–Аг датировками 0.33 и 0.16 млн

лет. Конус Гезишан считается голоценовым (Sun, Li, 2023). Лавы вулканической стадии LV покрывают площадь около 1100 км² и достигают высот, превышающих 1450 м. Здесь встречаются более щелочные вулканические породы, чем на поле Абага.

Вулканическое поле Чифэн южного окончания зоны Дачи расположено в основном севернее китайского города, по которому это поле получило название. Мощность лавовых накоплений составляет от 100 до 450 м на площади около 3000 км². Породы представлены кварц-нормативными толеитовыми базальтами, оливиновыми толеитами и натровыми щелочными базальтами. В эволюции вулканизма с 24 до 5 млн лет назад различаются три эпизода: раннемиоценовый, позднемиоценовый и миоцен-плиоценового рубежа. Имеются указания на начальное проявление вулканизма 33 млн лет назад. В раннем миоцене (24–17 млн лет назад) извержения проявились в юго-восточной части вулканического поля, в районе г. Чифэн, в позднем миоцене (10–6 млн лет назад) – в центральной части поля, на рубеже миоцена и плиоцена (около 5 млн лет назад) – в северной части вулканического поля, вдоль долины р. Хар Морон.

Соотношение вулканической зоны Дачи с геологической структурой фундамента

Зона Дачи пересекает Солонкерский структурный шов палеоокеана, закрывшегося в конце палеозоя. У северного края Северо-Китайского и Таримского кратонов различаются манчжуриды и алтаиды, разделенные Солонкерским швом (Şengör, Natal'in, 1996) (рис. 2). Вулканические поля юго-восточной половины зоны Дачи (Чифэн и Дайлинор) попадают в манчжуриды, северо-западной части (Абага и Дариганга) – в алтаиды. От Солонкерской шовной структуры субдукция развивается в северном направлении (Windley et al., 2007).

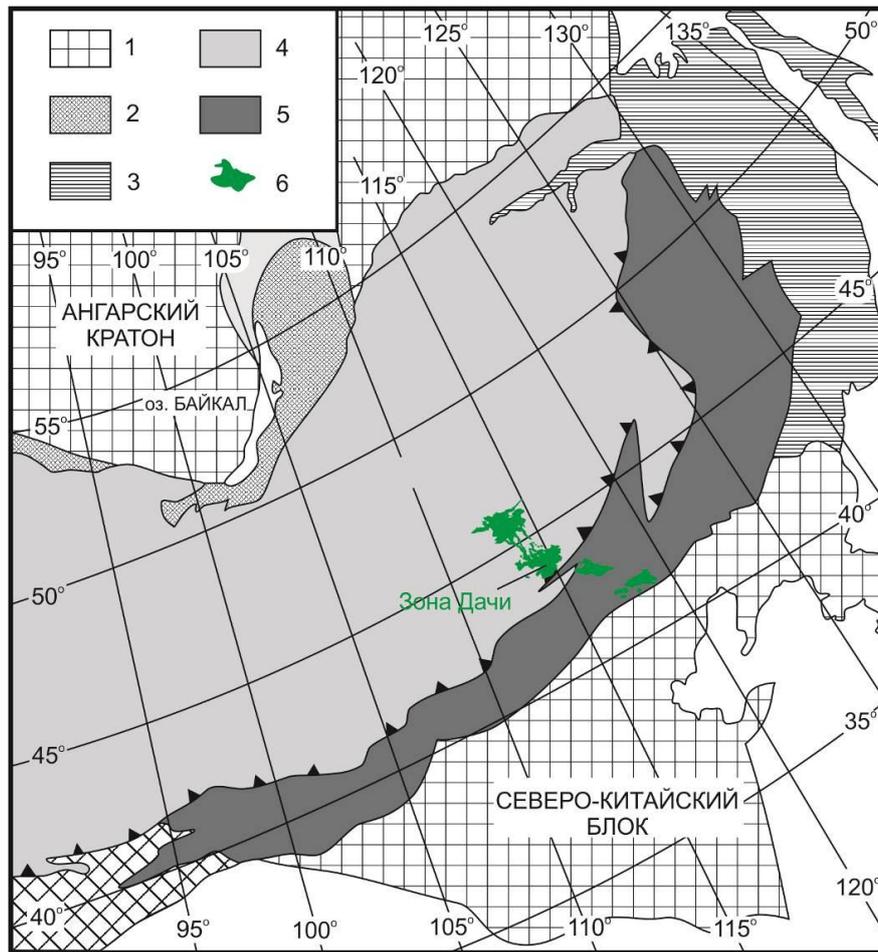


Рис. 2. Положение вулканической зоны Дачи на тектонической карте–схеме Северо-Китайского блока, манчжурид и сопредельных алтаид. Схема фундамента адаптирована из работы (Şengör, Natal'in, 1996) с упрощениями. 1 – архейские кратоны; 2 – Баргузинский террейн; 3 – ниппониды; 4 – алтаиды; 5 – манчжуриды; 6 – районы исследований. Показаны тектонические единицы первого порядка, сложенные доалтаидскими континентальными кратонами и небольшими фрагментами, в которых размещаются тектонические единицы алтаид первого порядка, доманчжуридских континентальных фрагментов и энсиалических дуг, а также аккреционных комплексов манчжурид. Алтаиды разделены с манчжуридами и энсиалических дуг, а также аккреционных комплексов манчжурид. Алтаиды разделены с манчжуридами Солонкерским швом (линия с зубчиками обозначает его приблизительное положение).

Fig. 2. Location of the Dachi volcanic zone on the tectonic scheme of the North China block, Manchurides and adjacent Altai. The scheme of basement is adopted from (Şengör, Natal'in, 1996) with simplifications. 1 – Archean cratons; 2 – Barguzin terrane; 3 – Nipponides; 4 – Altaids; 5 – Manchurides; 6 – areas of studies. Tectonic units of the first order, composed of pre-Altaid continental cratons and small fragments, which are located in tectonic units of Altaids, continental fragments and pre-Manchuride ensialic arcs, accretionary complexes and Manchurides. Altaids are separated from Manchurides by the Solonker suture (the jagged line indicates its approximate position).

В реконструкции (Şengör, Natal'in, 1996) со ссылкой на работы китайских геологов подчеркивается наличие бореальной фауны и флоры в верхнепалеозойских осадочных отложениях севернее Солонкерского структурного шва и тетической фауны и флоры в одновозрастных отложениях южнее него. Важнейшая роль этого шва в разделении геологических блоков Южной и Центральной Азии иллюстрируется на недавно

опубликованной палеобиогеографической схеме каменноугольного периода, составленной с учетом палеомагнитных данных (Ren et al., 2021) (рис. 3). В недавно опубликованной статье (Song et al., 2024) одновременное терминальное закрытие Палеоазиатского океана в раннем-среднем триасе трассируется от Тянь-Шаня на западе через Бейшан и Алксу до Солонкера и Чангчун-Янцзы на востоке, на расстоянии около 500 км.

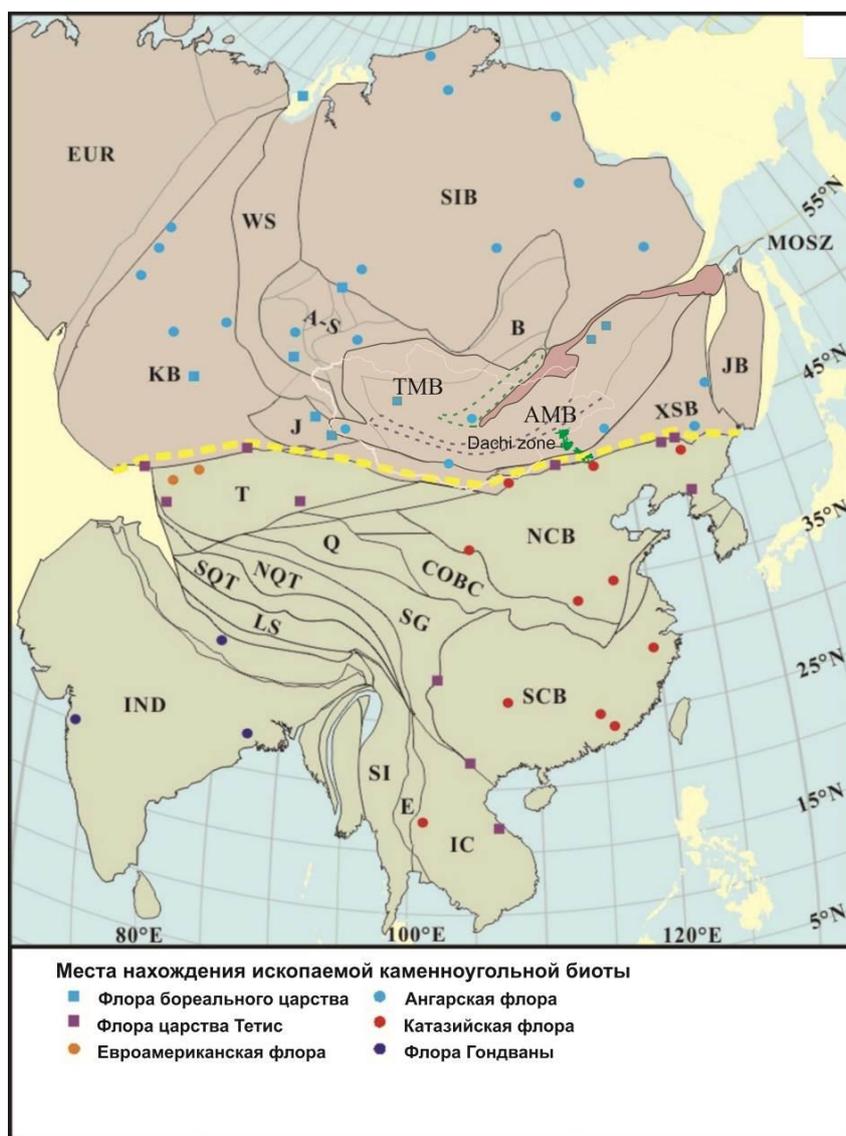


Рис. 3. Положение вулканической зоны Дачи на палеобиогеографической схеме Азии каменноугольного периода. Схема адаптирована из работы (Ren et al., 2021) с изменениями. Белой линией выделен контур Монголии, желтой штриховой линией – важная палеобиогеографическая граница. Тектонические структуры: А–S– Алтае–Саянский регион; В – Баргузинский террейн; COBC – Центральный складчатый пояс Китая; Е – Орогенический пояс Восточного Палеотетиса; EUR – Европейский кратон; IC – Индокитайский блок; IND – Индийский блок; J – Джунгарский блок; JB – Цзямусы–Буреинский блок; KB – Казахстанский блок; LS – Лхасский террейн; MOSZ – Монголо–Охотская шовная зона; NCB – Северо–Китайский блок; NQT – Северный террейн Цянтан; Q – блок Цайдам; SCB – Южно–Китайский блок; SG – пояс Сонгпан–Ганзи; SI – Блок Сибумасу; SIB – Сибирский кратон; SQT – террейн Южный Цянтан; Т – Таримский кратон; TMB – Тувино–Монгольский блок; AMB – Амурский блок; XSB – блок Силиньхот–Сунляо; WS – Западная Сибирь.

Fig. 3. Location of the Dachi volcanic zone on the paleobiogeographical scheme of Asia during the Carboniferous. The scheme is adopted from (Ren et al., 2021). The white line is the country outline of Mongolia. The yellow dashed line is an important paleobiogeographic boundary. Tectonic unites: A–S – Altai–Sayan region; B – Barguzin terrane; COBC – Central Orogenic Belt of China; E – East Paleotethys Orogenic Belt; EUR – Europe Craton; IC – Indochina Block; IND – India Block; J – Junggar Block; JB – Jiamusi–Bureya Block; KB – Kazakhstan Block; LS – Lhasa Terrane; MOSZ – Mongol–Okhotsk Suture Zone; NCB – North China Block; NQT – North Qiangtang Terrane; Q – Qaidam Block; SCB – South China Block; SG – Songpan–Ganzi Belt; SI – Sibumasu Block; SIB – Siberia Craton; SQT – South Qiangtang Terrane; T – Tarim Craton; TMB – Tuva–Mongol Block; AMB – Amuria Block; XSB – Xilinhot–Songliao Block; WS – West Siberia.

По результатам исследований китайских геологов (Wan, 2014), граница Северо-Китайского кратона обозначается южнее г. Чифэн. Территория, сопредельная с северным краем Северо-Китайского кратона, определяется как зона коллизии и амальгамации – Тянь-Шань–Южно-Хинганлинский (Tianshan–South Hingganling) позднепалеозойский коллизионный пояс. Вулканическая зона Дачи пересекает позднепалеозойский пояс. Ее северная часть входит в пределы Алтай–Джунгар–Ергунского (Altay–Junggar–Ergun) раннепалеозойского коллизионного пояса. Поле Дайлинонр центральной части зоны Дачи соответствует обособленному блоку

Туотуошан–Силинхот (Абагнар) (Tuotuoshan–Xilinhot, Abagnar). Вулканизм поля Чифэн южной части зоны Дачи контролируется молодым (позднепалеозойским) Тянь-Шань–Южно-Хинганлинским коллизионным поясом и проявляется между блоком Туотуошан–Силинхот и краем Северо-Китайского кратона. Вулканизм поля Абага также находится в этом поясе между блоком Туотуошан–Силинхот и более древним (раннепалеозойским) Алтай–Джунгар–Ергунским коллизионным поясом. Вулканизм поля Дариганга северной части зоны Дачи развивается в пределах более древнего коллизионного пояса (рис. 4).

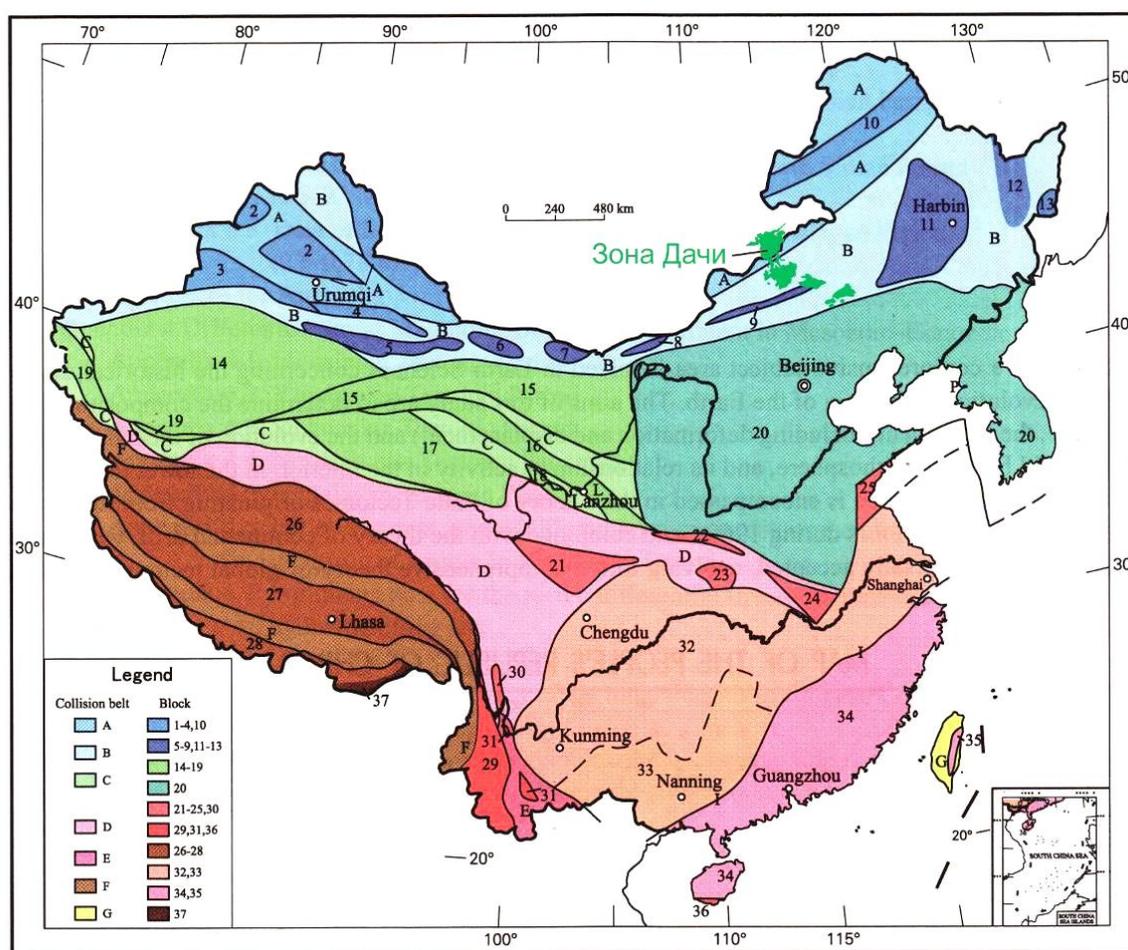


Рис. 4. Положение вулканической зоны Дачи в палеозойских тектонических структурах Китая. Схема адаптирована из работы (Wan, 2014). Блоки в Перисибирской тектонической области: 1. Алтай; 2. Джунгар-Восточный Казахстан; 3. Или-Балчас; 4. Турпан-Синсинся; 5. Куруттаг; 6. Хонгшишань; 7. Яган; 8. Северный Баяннур; 9. Туотуошан-Силинхот (Абагнар); 10. Ергун; 11. Харбин (Сонгхуадзянь-Нидзянь); 12. Дзямусы-Бурейский; 13. Сингкай (Андашан). Северо-Китайская (Китайско-Корейская) плита (20). Блоки тектонического домена Янцзы: 32. Северная часть плиты Янцзы; 33. Южная часть плиты Янцзы; 21. Сонпан-Ганзи (запад Сычуани); 22. Средний Циньлин; 23. Удан; 24. Даби; 25. Цзяонань (Сулу); 30. Чжондэнь; 31. Ланпин-Симао-Индосинская плита; 34. Катазийская плита; 35. Тайвань (восточная часть Катазийской плиты); 36.

Санья (северо-восток Индосинской плиты). *Блоки тектонического домена Сию (переходный тип)*: 14. Таримская плита; 15. Алтун-Дунхиан-Алкса; 16. Средний Цилян; 17. Цайдам; 18. Хуалун; 19. Центральный Западный Куньлунь. *Блоки Пери-Гондванского тектонического домена*: 26. Цянтан; 27. Гангдиге (Лхаса); 28. Гималаи; 29. Баошань-Сибумасу; (Сино-Бирма-Малайско-Суматра) Индийская плита. *Коллизионные пояса*: А. Алтай-Джунгарско-Эргунский раннепалеозойский коллизионный пояс; В. Тяньшань-Южно-Хинганлинский позднепалеозойский коллизионный пояс (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого образования); С. Цилян-Алтунский пояс раннепалеозойских коллизий на плите Сию; D. Триасовые коллизионные пояса; E. Палеогеновый коллизионный пояс Ланьпин-Симао; F. Мел-палеогеновый коллизионный пояс реки Бангонг-Нуцзян и Ярлунг-Цангбо. G. Западно-Тихоокеанская палеогеновая зона субдукции (фронтальная зона дуги). Триасовый коллизионный пояс Шаосин-Шивандашань показан как линия между плитой Янцзы и Катазийской плитой.

Fig. 4. Location of the Dachi volcanic zone in Paleozoic tectonic structures of China. The scheme is adopted from (Wan, 2014). *Blocks in the Peri-Siberian Tectonic Domain*: 1. Altay; 2. Junggar-East Kazakhstan; 3. Ili-Balchas; 4. Turpan-Xingxingxia; 5. Kuruktag; 6. Hongshishan; 7. Yagan; 8. North Bayannur; 9. Tuotuooshan-Xilinhot (Abagnar); 10. Ergun (close to Gondwana during the Neoproterozoic-Early Cambrian); 11. Harbin (Songhuajiang-Nenjiang); 12. Jiamusi-Bureinskiy (close to Gondwana during the Neoproterozoic-Early Cambrian); 13. Xingkai (i.e. Wandashan, close to Gondwana during Neoproterozoic-Early Cambrian). *North China (Sino-Korean) plate* (20). *Blocks of the Yangtze Tectonic Domain*: 32. North Yangtze Plate; 33. South Yangtze Plate; 21. Songpan-Ganzi (west Sichuan); 22. Middle Qinling; 23. Wudang; 24. Dabie; 25. Jiaonan (Sulu); 30. Zhongdian; 31. Lanping-Simao-Indosinian Plate; 34. Cathaysian Plate; 35. Taiwan (eastern Cathaysian Plate); 36. Sanya (northeast Indosinian Plate). *Blocks of the Xiyu Tectonic Domain (transition type)*: 14. Tarim Plate; 15. Altun-Dunhuang-Alxa; 16. Middle Qilian; 17. Qaidam; 18. Hualong; 19. central West Kunlun. *Blocks in the Peri-Gondwanan Tectonic Domain*: 26. Qiangtang; 27. Gangdise (Lhasa); 28. Himalaya; 29. Baoshan-Sibumasu (Sino-Burma-Malay-Sumatra); 37. Indian Plate. *Collision Belts*: A. Altay-Junggar-Ergun Early Paleozoic Collision Belt; B. Tianshan-South Hingganling Late Paleozoic Collision (eastern part of the Central Asian orogenic) Belt; C. Qilian-Altun Early Paleozoic collision belts in the Xiyu Plate; D. Shuanghu-Lancangjiang (Changning-Menglian), Lazhulong-Jinshajiang, and Qinling-Dabie-Jiaonan Triassic Collision Belt; E. Lanping-Simao Palaeogene Collision Belt; F. Bangong-Nujiang and Yarlung Zangbo River Cretaceous-Paleogene Collision Belt; G. West Pacific Palaeogene subduction zone (trench-arc zone). The Shaoxing-Shiwandashan Triassic Collision Belt is shown as a line between Yangtze Plate and Cathaysian Plate.

Граница Северо-Китайского кратона обозначается также севернее г. Чифэн, по разлому Чифэн–Баян Обо (Liu et al., 2017). На тектонической схеме палеозойских структур территории Внутренней Монголии (рис. 5) показаны многочисленные тела офиолитов, распространенных вдоль края Северо-Китайского кратона. Солонкер–Хар-Моронская шовная зона шириной около 100 км протягивается субпараллельно северному краю Северо-Китайского кратона на расстоянии 150–180 км и отделяется от него ранне-среднепалеозойским субдукционно-аккреционным поясом. Подобный субдукционно-аккреционный пояс находится севернее Солонкер–Хар-Моронской шовной зоны и далее сменяется блоком Силянхот. На северной окраине Китая и в сопредельной Монголии обозначается блок Синьань.

Подобная латеральная зональность относительно Солонкерской шовной зоны обозначается в других работах (например, Wilde, 2015; Song et al., 2024). В последней работе на северном краю Северо-Китайского кратона, южнее разлома Чифэн–Баян Обо, выделяется континентальная магматическая дуга (до 41° с.ш.). На южном фланге Солонкерской шовной зоны обозначается раннепалеозойская дуга Байнаймяо, а на ее северном фланге – позднепалеозойский островодужный аккреционный комплекс Баолидао и позднепалеозойский офиолитовый островодужный аккреционный комплекс Хегеншан, за которым находится палеозойская Улястайская активная континентальная окраина.

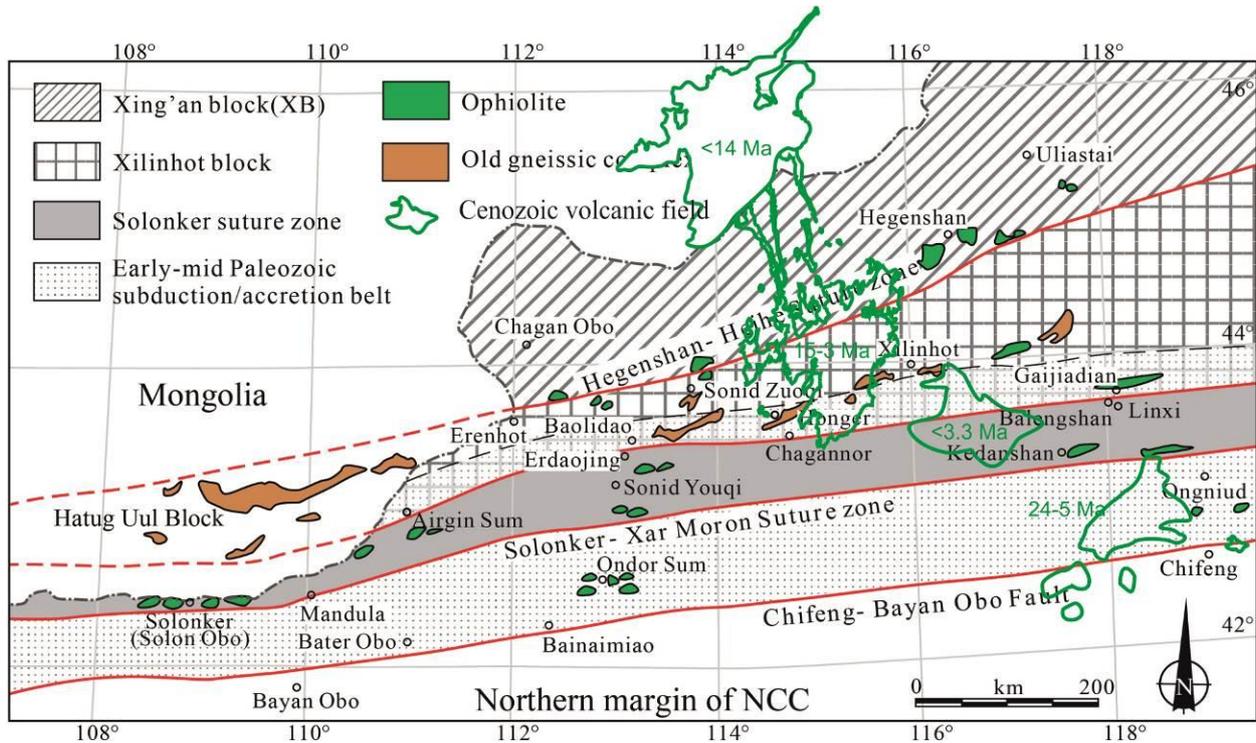


Рис. 5. Схематическая карта палеозойской тектоники средней части Внутренней Монголии, показывающая структурные швы и выходы офиолитов (Liu et al., 2017), а также структурное положение кайнозойских вулканических полей (настоящая работа).

Fig. 5. Paleozoic tectonic sketch map of the middle Inner Mongolia showing the sutures and ophiolite outcrops (Liu et al., 2017) and structural setting of Cenozoic volcanic fields (this work).

Смена состава вулканических пород вдоль зоны Дачи

По пространственному распределению вулканических пород на поле Дариганга с применением диаграммы MgO – La/Yb выделяется 6 петрогенетических групп (табл. 1). Преобладают породы групп III и V, представленные базальтами, трахибазальтами и тефритами с содержанием MgO 5–11 мас.% и отношением La/Yb 7–40. Породы гр. IV имеют базанитовый состав, отличаются по повышенному содержанию MgO 5–11 мас.% (11–16 мас.%) и разделяются на подгруппы с низким и умеренным содержанием K₂O. Породы групп I и II характеризуются высоким

La/Yb отношением (40–54). Гр. I имеет повышенную сумму щелочей. На классификационной диаграмме Na₂O+K₂O – SiO₂ (рис. 6) фигуративные точки пород этой группы распределяются в поля тефрита, фонотефрита и трахиандезибазальта. В гр. II содержание щелочей ниже. Породы этой группы имеют тефритовый и трахибазальтовый состав. Наконец, породы гр. VI имеют низкое La/Yb отношение (7–18). На щитовой вулканической постройке Асхатэ пачка, сложенная породами гр. VI, залегает выше пачки пород гр. III и прорывается базанитовым телом умеренно-K подгруппы гр. IV (Рассказов и др., 2024).

Таблица 1

Петрогенетические группы вулканических пород Даригангского вулканического поля

Table 1

Petrogenetic groups of volcanic rocks from the Dariganga volcanic field

Группа	Породы	MgO, мас.%	La/Yb
I	тефриты, фонотефриты, трахиандезибазальты	6–8	40–54
II	тефриты, трахибазальты	8–9	40–47
III	тефриты	8.6–11.0	25–40
IV	базаниты	11.0–15.8	25–40
V	трахибазальты, базальты	5.5–10.6	18–25
VI	базальты	6.7–8.1	7–18

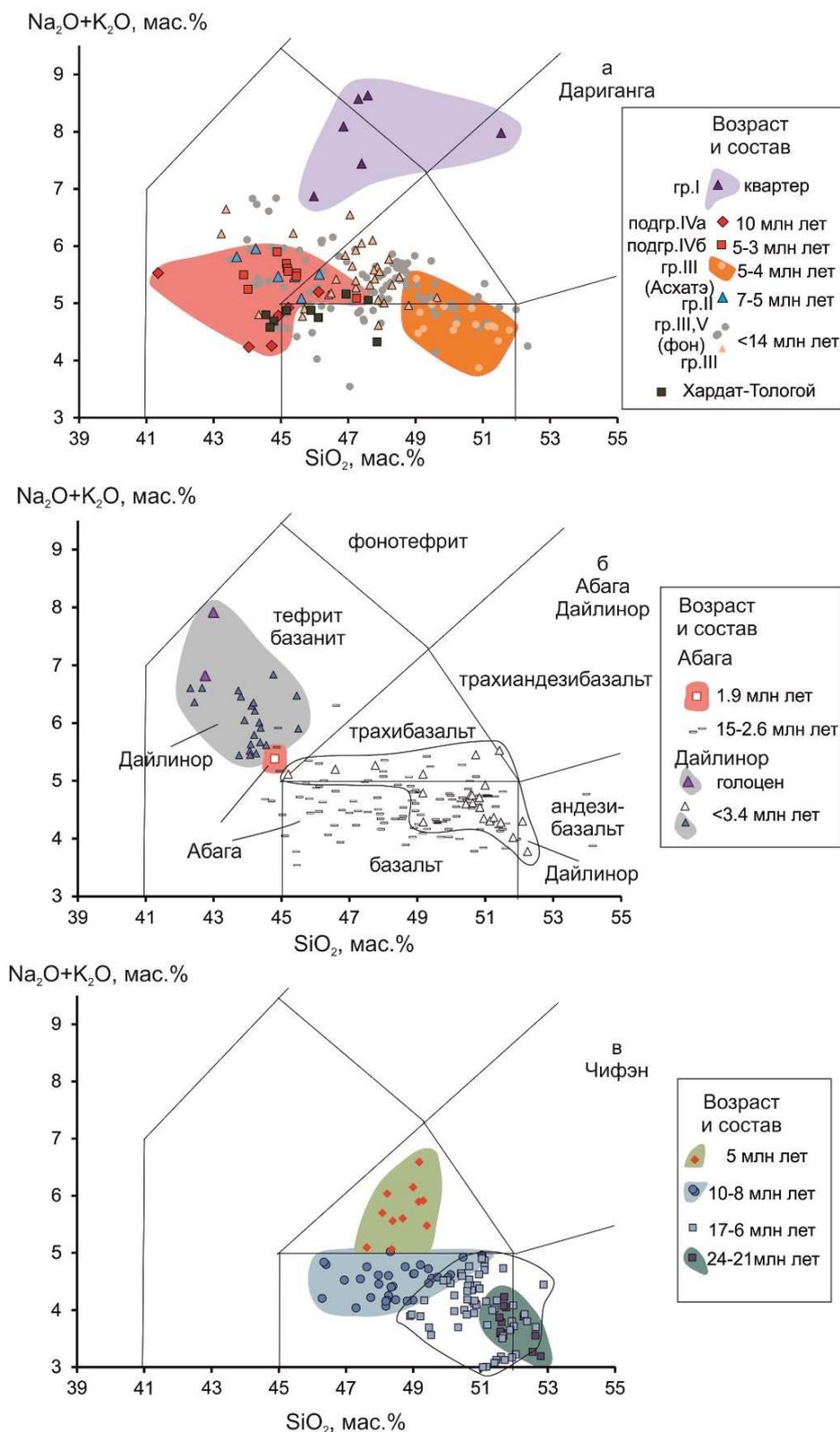


Рис. 6. Диаграмма щелочи – кремнезем (TAS) для пород вулканических полей Дариганга (а), Абага и Дайлинор (б) и Чифэн (в). Породы классифицируются с использованием разделительных линий Международного союза геологических наук (Le Bas, Streckeisen, 1991). Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. % (Le Bas, 1989). Оксиды пересчитываются на 100 мас. % без потерь при прокаливании. На панели а использованы данные (Расказов и др., 2024; и ссылки в этой работе), на панелях б и в – данные из работ (Han et al., 1999; Ho et al., 2008; Hong et al., 2013; Chen et al., 2015; Wang et al., 2015; Yu et al., 2015; Guo et al., 2016; Zhang, Guo, 2016; Pang et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Zhao et al., 2020).

Fig. 6. Alkali–silica diagram (TAS) for rocks from the Dariganga (*a*), Abaga and Dailinor (*b*), and Chifeng (*c*) volcanic fields. The rocks are named according to the dividing lines of the International Union of Geological Sciences (Le Bas, Streckeisen, 1991). Basanite differs from tephrite in having an MgO content of more than 10 wt. % (Le Bas, 1989). Oxides are recalculated to 100 wt. % without losses on ignition. Panel *a* shows data from (Rasskazov et al., 2024; and references therein), panels *b* and *c* data from (Han et al., 1999; Ho et al., 2008; Hong et al., 2013; Chen et al., 2015; Wang et al., 2015; Yu et al., 2015; Guo et al., 2016; Zhang, Guo, 2016; Pang et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Zhao et al., 2020) are used.

На классификационной диаграмме TAS в составе вулканических пород Абаги преобладают базальты с частичным выходом в сопредельные области тефрита, базанита, трахибазальта и андезибазальта. Самый молодой возраст поля Абага (1.9 млн лет) имеет порода переходного состава к базаниту с содержанием MgO 11.36 мас. %.

На вулканическом поле Дайлинора, продолжающем зону Дачи к юго-востоку от поля Абага, распространяются более молодые извержения с проявлением тефритов. В наиболее молодых (плейстоцен-голоценовых) тефритах вулканов Лангвошан и Гезишан высокое La/Yb отношение (47.4 и 39.1) при содержании MgO в пределах значений пород гр. I и II Дариганги (соответственно, 8.0 и 9.2 мас. %). Обе породы отличаются низким содержанием SiO₂ (соответственно, 42.36 и 41.56 мас. %) при умеренном содержании K₂O (2.77 и 2.59 мас. %) и умеренном отношении K₂O/Na₂O (0.55 и 0.64). По повышенному отношению 10⁻³×K/Ta (3.6 и 4.3) эти породы сопоставляются с породами гр. I, которая характеризуется OIB-подобным составом.

На вулканическом поле Чифэн породы возрастом 24–21 млн лет имеют базальт-андезибазальтовый состав. Фигуративное поле возрастной генерации среднего и позднего миоцена (17–6 млн лет) на диаграмме щелочи – кремнезем (рис. 6в) частично перекрывает фигуративное поле древних (раннемиоценовых) пород и расширяется в область базальтов с пониженным содержанием SiO₂ (до 49 мас. %). В этом возрастном диапазоне особо выделяется группа позднемиоценовых базальтов (возраст 10–8 млн лет), в которых содержание SiO₂ варьирует в интервале 46–51 мас.%. Заключительные извержения вулканического поля, произошедшие около 5 млн лет назад, представлены лавами трахибазальтового состава.

Содержание MgO в породах поля Чифэн находится в интервале 6–11 мас. %, а отношение La/Yb – в интервале 4–30. Также как на полях Абага и Дайлинора, на поле Чифэн отсутствуют аналоги базанитов гр. IV, а также тефритов и ассоциирующих с ними пород групп I и II с высоким La/Yb отношением (более 40) поля Дариганга.

Обсуждение

Имеющиеся данные по всей вулканической зоне Дачи получают обсуждение в связи с: 1) новейшими тектоническими движениями всей Евразии по Трансевразийскому мегасдвигу, 2) проявлением вулканизма зоны Дачи как отклика на новейшие тектонические движения на востоке Азии, 3) активизацией сдвиговых смещений в Солонкерской шовной зоне в процессе эволюции вулканизма и 4) изменением источников вулканизма вдоль зоны Дачи по Pb–Nd-изотопным характеристикам вулканических пород.

Контроль вулканизма зоны Дачи Трансевразийским мегасдвигом

В генерализованной схеме новейшего пластического течения земной коры Евразии (рис. 7) Солонкерский шов рассматривается как структурный элемент широтного Трансевразийского мегасдвига, который составляют: Южно-Приморский континентальный шов, пересекающий восточную границу континент–океан, тектоническая зона Иншань северного Китая (по Ли Сы Гуану), весь Восточный Тянь-Шань к северу от Таримского блока и далее другие субширотные сдвиговые структуры Европы. Возникновение Трансевразийского мегасдвига связывается с действием сил вращения Земли (Хаин, Яблонская, 1996). Контроль эволюции позднекайнозойского вулканизма с его локализацией в Солонкерской шовной зоне свидетельствует о том, что эта структура (как составной элемент Трансевразийского

мегасдвига) играет важнейшую роль не только в деформациях коры, но также

определяет развитие мантийных магмогенерирующих процессов.

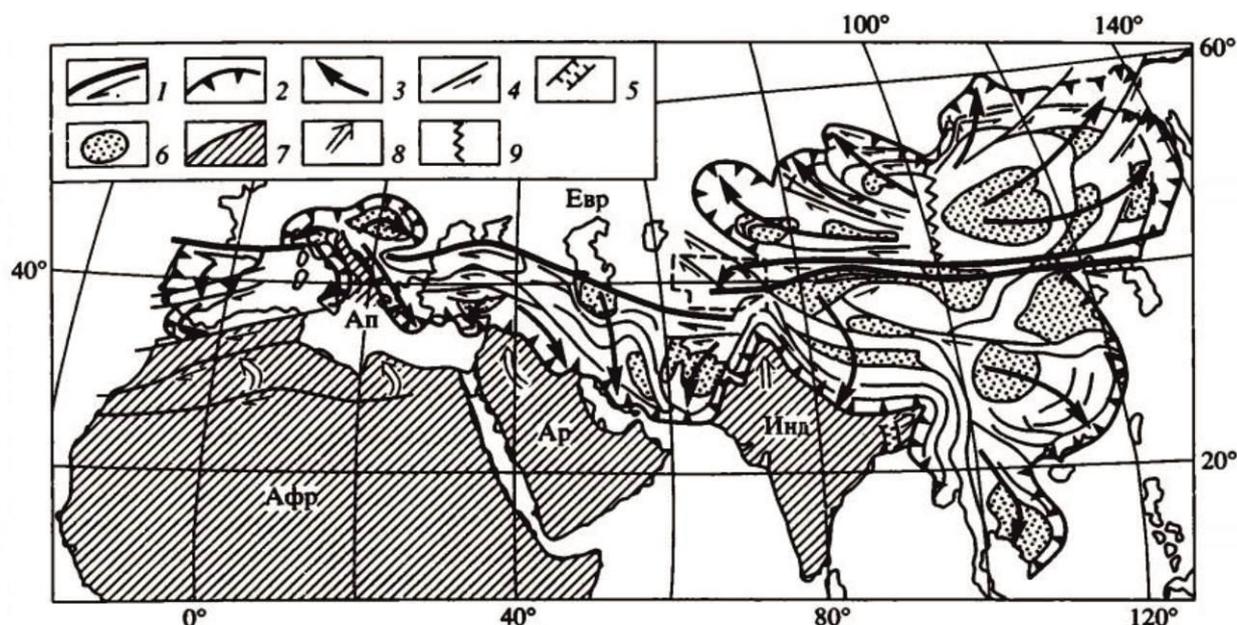


Рис. 7. Схема новейших пластических деформаций коры Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов (Хаин, Яблонская, 1996). 1 – Трансевразийский мегасдвиг; 2 – фронтальные надвижки пластических мегапотоков земной коры; 3 – направления мегапотоков; 4 – сдвиги; 5 – зона растяжения в тылу Шиллонгского клина; 6 – впадины “отрыва” в тылах пластических потоков; 7 – плиты-обломки суперконтинента Гондваны: Афр – Африканская, Ар – Аравийская, Ап – Апулийская, Инд – Индийская, Евр – Евразийская; 8 – направления движения плит; 9 – ось симметрии веерообразной структуры.

Fig. 7. Scheme of the latest plastic deformations of the crust of the Alpine-Himalayan and Central Asian mountain belts (Khain, Yablonskaya, 1996). 1 – Trans-Eurasian megashear; 2 – frontal thrusts of plastic megaflores of the earth's crust; 3 – directions of megaflores; 4 – strike-slip faults; 5 – extension zone in the back-side of Shillong wedge; 6 – “breakaway” basins in back-sides of plastic flows; 7 – fragments of the Gondwana supercontinent: Афр – African, Ар – Arabian, Ап – Apulian, Инд – Indian, Евр – Eurasian; 8 – directions of plate motions; 9 – axis of symmetry of fan-shaped structure.

Проявление вулканизма зоны Дачи в связи с новейшими тектоническими движениями на востоке Азии

Ведущая роль в неотектонических движениях Азии отводится «экструзивному» восточному движению блоков Центральной Азии как следствию эффекта конвергенции Индостана с южной окраиной Азии и наличия на юго-востоке и востоке ее «свободного» края, находящегося во взаимодействии с плитами Тихого океана (Tapponnier et al., 1982). В середине кайнозоя Тихоокеанская плита скользит вдоль Азии. В позднем кайнозое субдукция океанической плиты Кула-Изанаги под континентальную окраину Восточной Азии завершается и после структурной перестройки начинается субдукция Тихоокеанской плиты. Взаимодействие

Тихоокеанской плиты и восточной окраины Азии приводит к растяжению последней по механизму отката надсубдукционной островодужной системы в сторону океана (механизм роллбэк). Этот механизм должен проявляться в случае, если под смещающимся к востоку континентальной литосферой существует обратный астеносферный поток, который способствует затягиванию океанической плиты под край континента. Включение механизма роллбэк Тихоокеанского слэба сопровождается раннемиоценовой активизацией вулканизма в ослабленных шовных зонах континентальной литосферы с последующим распространением вулканизма в обширном регионе от Япономорской подвижной системы до Байкальской (рис. 8).

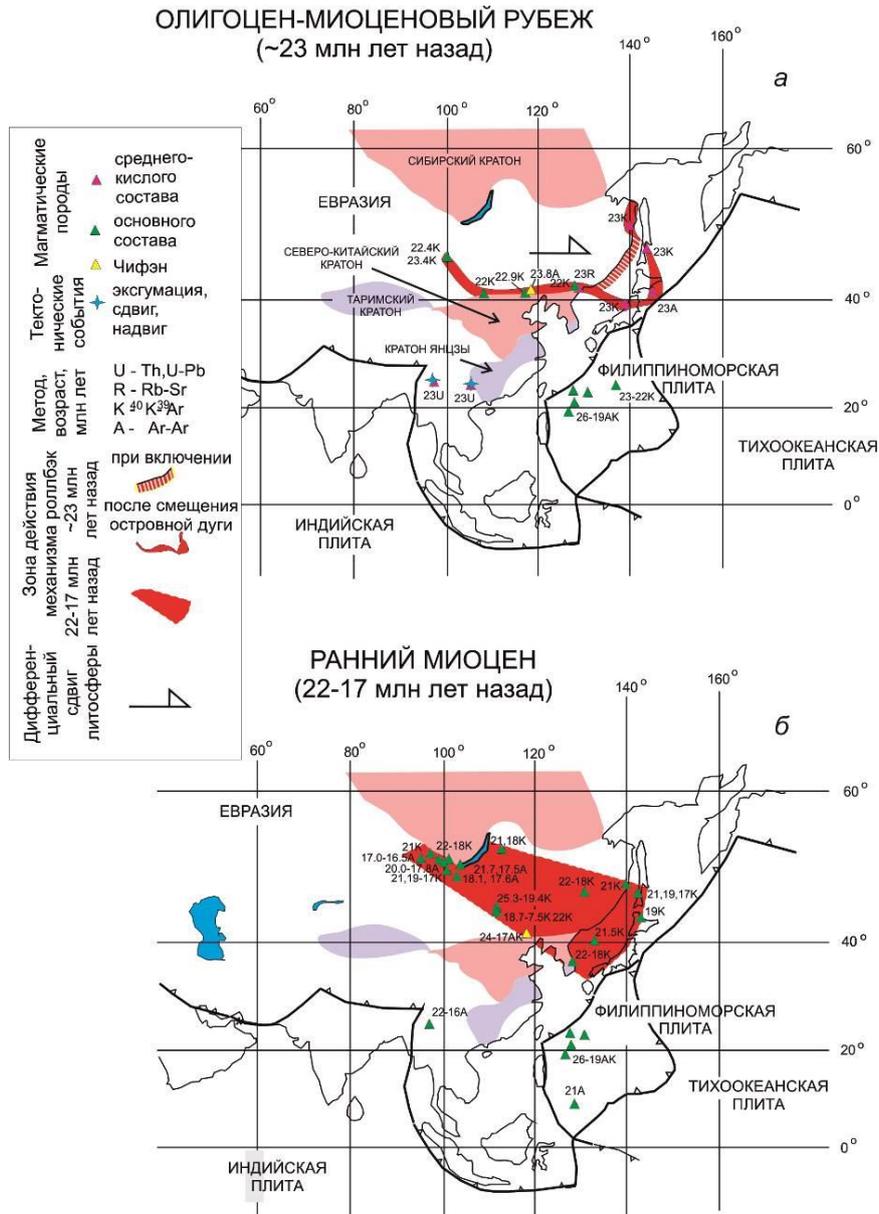


Рис. 8. Схема пространственного распределения вулканических извержений в начале запуска режима роллбэк в Япономорской подвижной системе около 23 млн лет назад (а) и 22–17 млн лет назад (б). Около 24–23 млн лет назад базальтовые вулканические извержения, включая события на поле Чифэн, локализовались вдоль северного края Северо-Китайского кратона и вследствие импульса растяжения в интервале 22–17 млн лет назад распространялись на обширной территории от Саян до Японии, вдоль ЯБГК. Дифференцированный сдвиг литосферы вдоль северного края Северо-Китайского кратона обеспечил обратный поток астеносферы непосредственно под ней, инициировавший локальную субдукцию Тихоокеанского слэба. В это время был запущен механизм роллбэк, ярко проявившийся около 15 млн лет назад в развороте Юго-Западной Японии по часовой стрелке с раскрытием Японского моря. Использована база данных (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Чувашова, Рассказов, 2014).

Fig. 8. Spatial distribution pattern of volcanic eruptions at the onset of the rollback regime in the Sea of the Japan mobile system about 23 Ma (a) and 22–17 Ma (b). About 24–23 Ma, basaltic volcanic eruptions, including events in the Chifeng field, were localized along the northern margin of the North China Craton and, as a result of the extension pulse in the interval of 22–17 Ma, spread over a vast territory from the Sayan Mountains to Japan, along the Japan-Baikal Geodynamic Corridor. Differential shear of the lithosphere along the northern margin of the North China Craton provided a reverse flow of the asthenosphere directly beneath it, which initiated local subduction of the Pacific slab. At this time, the rollback mechanism was launched, which was clearly displayed about 15 Ma ago in the clockwise rotation of southwestern Japan with the opening of the Sea of Japan. The database used is from (Rasskazov, Taniguchi, 2006; Chuvashova, Rasskazov, 2014).

Попытки увязать тектонические события в Индо-Азиатской зоне коллизии и Тихоокеанско-Азиатской зоне конвергенции предпринимались неоднократно (Worrall et al., 1996; Rasskazov, Taniguchi, 2006; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Schellart et al., 2019), но в отсутствие систематического анализа деформаций литосферы и пространственно-временной эволюции вулканизма на территории между этими зонами, такие предположения остаются пока в категории необоснованных деклараций. Для выявления реально существующих причинно-следственных связей необходимо накопление информации по вулканизму конкретных регионов.

Новейшие тектонические движения вдоль северного края Северо-Китайского кратона сопровождаются началом субдукции Тихоокеанского слэба с образованием Хонсю-Корейской и Хоккайдо-Амурской флексур – возникновение первой во время ранне-среднемиоценового открытия Японского моря и последующее развитие второй при прогрессирующем затягивании слэбового материала в переходный слой по направлению конвергенции Тихоокеанской плиты и Азии (Rasskazov, Taniguchi, 2006).

Левостороннему смещению литосферы вдоль Солонкерского шва у северного края Северо-Китайского кратона предшествует мел-палеогеновое дифференцированное субширотное движение Южной Гоби относительно расплавной аномалии переходного слоя. Полная амплитуда движения составляет около 600 км (Rasskazov, Chuvashova, 2017).

Эволюция вулканизма зоны Дачи в связи со сдвиговыми смещениями в Солонкерской шовной зоне

Итак, вулканическая зона Дачи пересекает Солонкерскую шовную зону. Относительное положение вулканических полей зоны Дачи должно отражать движения в Солонкерской шовной зоне как составляющей Трансвразийского мегасдвига (Хаин, Яблонская, 1996). Кроме того, эти движения должны быть согласованы с задуговым раскрытием Японского моря и последующими тектоническими событиями на востоке Азии (Rasskazov, Taniguchi, 2006). Возникает вопрос о геологических реперах сдвиговых смещений в Солонкерской шовной зоне и о времени их проявления.

По пространственному распределению вулканических полей на тектонической карте–схеме рис. 5 и времени вулканической деятельности зона Дачи разделяется на 2

части: северо-западную и юго-восточную. Северо-западную часть составляет сочетание вулканических полей Дариганга и Абага субмеридиональной ориентировки, юго-восточную – сочетание вулканических полей Дайлинора и Чифэн северо-западной ориентировки. Субмеридиональная пара полей протягивается от северной границы Солонкерской шовной зоны к северу, северо-западная пара – от зоны Солонкерского шва к юго-востоку, в сторону края Северо-Китайского кратона. В северо-западной части зоны Дачи наблюдается согласованность вулканических событий полей Дариганга и Абага с 14 до 3 млн лет назад, в ее юго-восточной части – сначала (в интервале 24–5 млн лет назад) развивается вулканизм поля Чифэн, затем (в последние 3.3 млн лет) – вулканизм поля Дайлинора.

Вулканические поля Дариганга и Абага образуют магистральную линию зоны Дачи ССЗ простираются. Можно предположить, что вдоль этой линии вулканизм на полях Чифэн и Дайлинора проявляется перед сдвиговыми деформациями. Ранние левосторонние сдвиговые смещения приводят к перемещению вулканического фрагмента возрастом 15 млн лет поля Дайлинора. Сдвиговое смещение вдоль северного края Солонкерской шовной зоны с амплитудой около 100 км после вулканического извержения на этом поле около 15 млн лет назад служит откликом на задуговое раскрытие Японского моря около 15–14 млн лет назад. После того как вулканизм северной окраины поля Чифэн угасает около 5 млн лет назад, вулканизм Дайлинора локализуется в последние 3.3 млн лет в Солонкерской шовной зоне. В это время лавы финальных (около 5 млн лет назад) извержений долины р. Хар Морон поля Чифэн смещаются вдоль южного края Солонкерской шовной зоны на 200–250 км. Вулканизм Дайлинора оказывается локализованным непосредственно в Солонкерской шовной зоне между двумя полями угасающего вулканизма ее северного и южного флангов.

Намечается 6 последовательных эпизодов эволюции зоны Дачи (рис. 9).

Первый эпизод (24–17 млн лет назад). Вулканизм начинается в пограничном разломе Чифэн-Баян-Обо северного края Северо-Китайского кратона.

Второй эпизод (15–14 млн лет назад). Активный вулканизм продвигается от края Северо-Китайского кратона к северу, через Солонкерскую шовную зону, в блок Синьвань. Сначала активизируется вулканизм полей

Дайлинонр и Абага, затем – вулканизм поля Дариганга.

Третий эпизод (14–11 млн лет назад). Вулканические извержения продолжаются на вулканических полях Абага и Дариганга. Сдвиговое смещение по северному краю Солонкерской шовной зоны сопровождается угасанием вулканизма на территории, расположенной южнее. Вулканизм на полях Чифэн и Дайлинонр отсутствует.

Четвертый эпизод (10–6 млн лет назад). Наиболее объемный вулканизм зоны Дачи имеет сквозной характер. Он распространяется вдоль зоны Дачи от вулканического поля Дариганга через вулканическое поле Абага до поля Чифэн. Сдвиговые смещения вдоль Солонкерской шовной зоны в это время прекращаются.

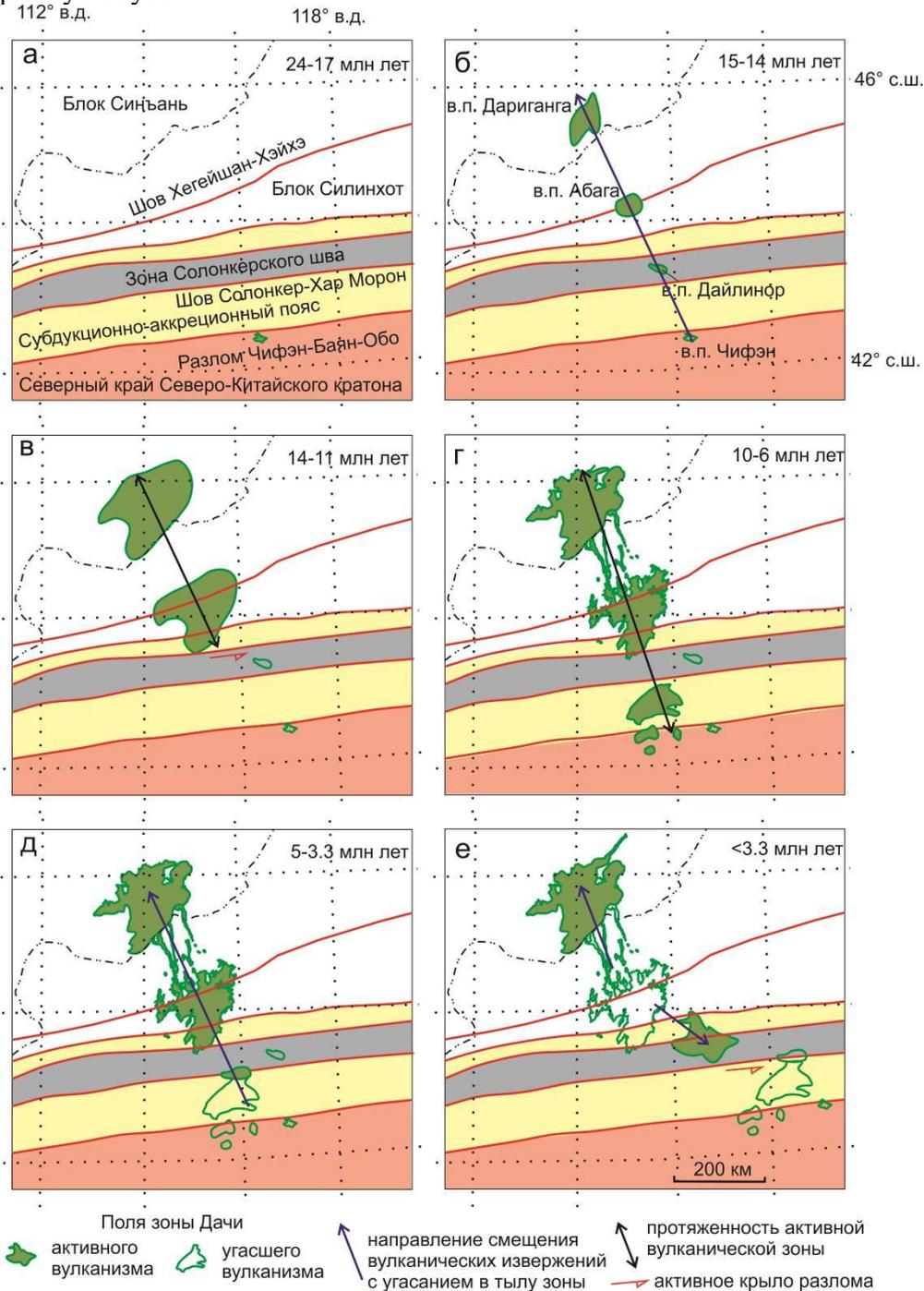


Рис. 9. Схема эволюции вулканизма в зоне Дачи у северного края Северо-Китайского кратона и сдвиговых смещений вдоль Солонкерской шовной зоны.

Fig. 9. Scheme of the volcanic evolution in the Dachi zone near the northern edge of the North China Craton and shear displacements along the Solonker suture zone.

Пятый эпизод (5–3.3 млн лет назад). Вулканизм продолжается на полях Абага и Дариганга. На ЮЮЗ продолжении активной части магистрального направления зоны Дачи вулканизм поля Чифэн сокращается по площади с концентрацией около 5 млн лет назад в его северной части с последующим угасанием. Это свидетельствует о начале структурной перестройки, которая ведет к активизации плиоцен-четвертичных сдвиговых смещений вдоль Солонкерской шовной зоны.

Шестой эпизод (<3.3 млн лет назад). Вулканизм продолжается на поле Дариганга с последующим прекращением на поле Абага. Вулканизм активизируется на поле Дайлинор, наследуя вулканическое проявление около 15 млн лет назад, смещенное вдоль Солонкерской шовной зоны. Сдвиговые смещения вдоль южного края Солонкерской шовной зоны не способствуют развитию вулканизма на территории, расположенной южнее ее.

Смена источников вулканизма вдоль зоны Дачи

Малоглубинная сейсмическая томография S-волн коры и подкоревой мантии показывает высокоскоростные локальные аномалии, протягивающиеся вдоль зоны Дачи на глубине 80–100 км. На глубине 150 км в южной части вулканической зоны определяется относительное снижение скоростей сейсмических волн. С такой малоглубинной структурой китайскими сейсмологами связывается эволюция вулканизма всей территории у северного края Северо-Китайского кратона (Hou et al., 2023).

Полученные данные о Pb–Nd-изотопных компонентах вулканических пород свидетельствуют, однако, о более глубоких процессах магмогенерации, отражающихся в низкоскоростных аномалиях интервала глубин 200–300 км модели сейсмической томографии Т.Б. Яновской и В.М. Кожевникова (Рассказов и др., 2024). Более того, изменение изотопных характеристик Pb в вулканических породах вдоль зоны Дачи отражает зарождение и проникновение магматических

расплавов с разных мантийных уровней, в том числе с уровня нижней мантии.

На диаграммах $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10) компоненты остаточного слэба выделяются в возрастной генерации лав 10–5 млн лет поля Дариганга – возраст протолита источника около 3.11 млрд лет (низкокальциевые породы высоко-Mg группы IV и породы высоко-La/Yb группы II). OIB-подобные компоненты различаются здесь же в возрастной генерации лав 5–3 млн лет – возраст протолита источника 4.45 млрд лет (умереннокальциевые породы высоко-Mg группы IV, породы группы 3). Компонент с протомантийным возрастом 4.47 млрд лет представляет собой протолит, из которого выделялись флюиды с образованием более молодых (четвертичных) даригангских лав (группа I с высоким La/Yb отношением). Часть фигуративных точек вулканических продуктов дегазирующей мантии смещается от геохроны 4.47 млрд лет с возрастанием и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Фигуративные точки оказываются правее геохроны 4.45 млрд лет и характеризуют экзотические источники. Подобным смещением правее геохроны 4.45 млрд лет характеризуются также породы из экзотических источников вулкана Хардат-Тологой на приграничной китайской территории, в которых определен амфибол (Xu et al., 2014). Хотя точки обеих групп пород выстраиваются в линии, малое количество данных (по три Pb-изотопных определения) не дает возможности точной оценки изохронного возраста протолитов источников этих пород. Линии имеют наклон, приблизительно соответствующий возрасту источника 3.11 млрд лет и аппроксимируют точки пород, производных остаточного слэба (Рассказов и др., 2024). В целом, источники вулканических пород Дариганги характеризуются протолитами гадейского магматического океана возрастного интервала 4.47–4.45 млрд лет и протолитами, генерировавшимися в результате преобразования мантии около 3.11 млрд лет назад (не менее трех типов).

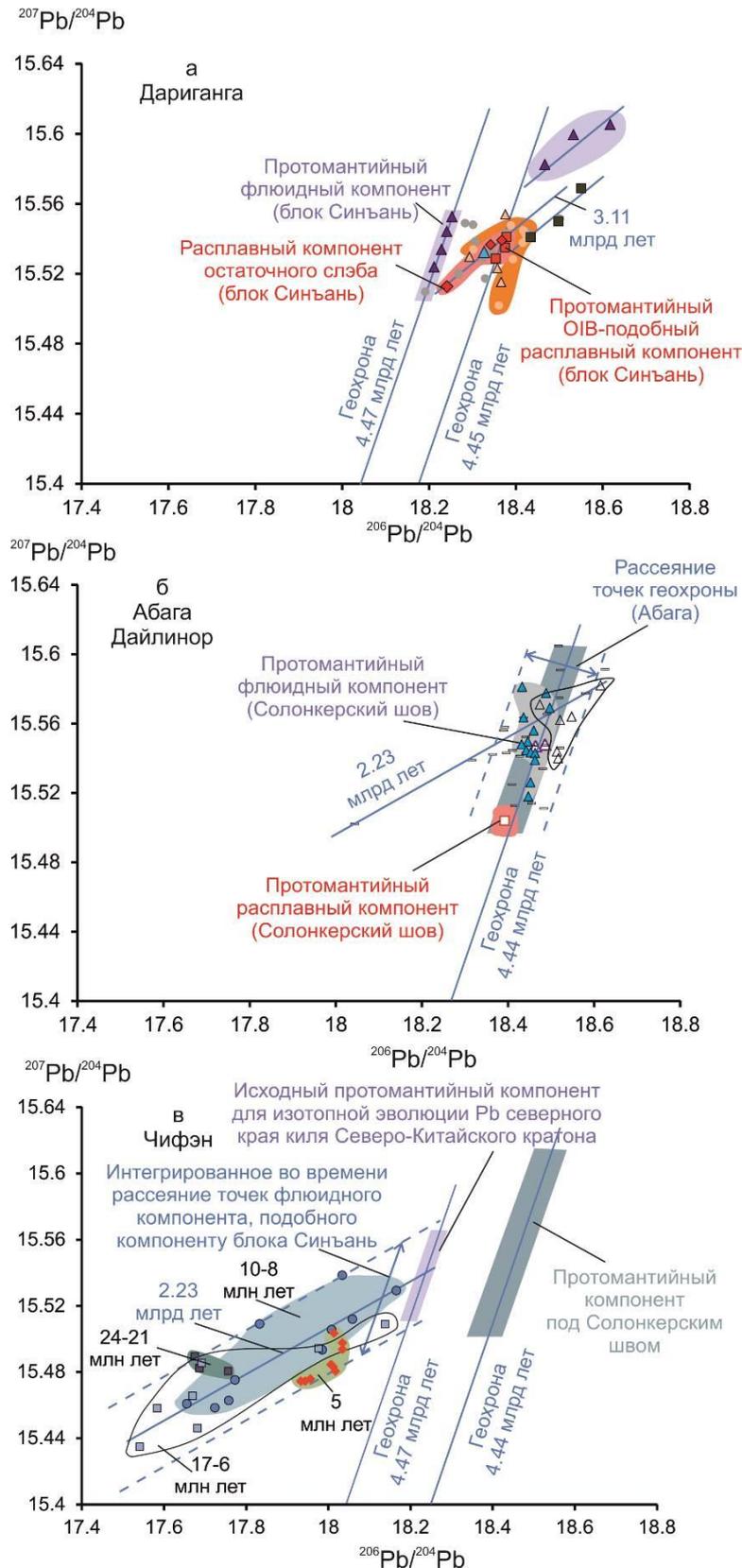


Рис. 10. Диаграммы $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканических пород Дариганги (а), Абаги и Дайлинора (б) и Чифэна (в). Условные обозначения и источники данных см. рис. 6.

Fig. 10. Diagram $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for volcanic rocks from Dariganga (a), Abaga and Dalinuoer (b), and Chifeng (c). Symbols and data sources are as in Fig. 6.

Фигуративные точки вулканических пород поля Абага на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10б) распределяются равномерно в полосе, осевая линия которой имеет наклон, соответствующий геохроне 4.44 млрд лет. Часть точек выходит за пределы полосы с относительным снижением отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Эти аномальные точки аппроксимируются линией с наклоном, соответствующим возрасту 2.23 млрд лет. Фигуративные точки более молодых (относительно пород поля Абага) вулканических пород поля Дайлинора занимают часть полосы точек вулканических пород этого поля. Одна точка группы базальтов Дайлинора находится вблизи геохроны 4.44 млрд лет, другие точки смещены правее нее. Точка базанита с содержанием MgO 11.36 мас. % находится вблизи геохроны 4.44 млрд лет при наиболее низком отношении $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Точки тефритов Дайлинора в основном распределяются вдоль геохроны 4.44 млрд лет и частично смещаются левее нее.

Из диаграммы панели б рис. 10 следует, что, несмотря на разный возраст вулканических пород Абаги и Дайлинора, они принадлежат к единому протомантийному источнику с возрастом 4.44 млрд лет. Расплавные и флюидные компоненты (соответственно, базанит с содержанием MgO 11.36 мас. % и тефрит с отношением La/Yb более 40) в возрастном отношении не различаются между собой. Породы этих вулканических полей рассматриваются как представительные для источника ELMU (elevated μ), образовавшегося при запаздывающем отвердевании гаддейского магматического океана Земли (Rasskazov et al., 2020). Единство расплавного и флюидного компонентов вулканических пород Абаги и Дайлинора отличает эти компоненты от расплавного и флюидного компонентов вулканических пород Дариганги, принадлежащих разным геохронам (соответственно, 4.45 и 4.47 млрд лет) с относительным смещением по отношению $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при одинаковых значениях отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10а).

В вулканических породах поля Чифэн характер вариаций изотопного состава Pb на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 10в) резко меняется. Фигуративные точки пород возрастного интервала 17–6 млн лет, включая точки возрастной генерации 10–8 млн лет, равномерно распределяются вдоль единой протяженной полосы с центральной

аппроксимирующей линией, наклон которой соответствует возрасту 2.23 млрд лет. Рассеяние полосы точек вулканических пород поля Чифэн объясняется Pb-изотопной эволюцией протолита от флюидного протомантийного компонента, подобного компоненту источника вулканических пород Даригангского поля. Оценка возраста мантийных источников Чифэна 2.23 млрд лет близка к возрасту аккрезированной коры северного края Северо-Китайского кратона 2.6–2.5 млрд лет (Рассказов и др., 2022).

Интересно, что ряд составов кратонной мантии в источниках вулканических пород поля Чифэн, производных от протомантии 4.47 млрд лет, пространственно отделен от составов, отделившихся в четвертичное время от протолита источника с таким же возрастом под Даригангским полем, менее древним протолитом возрастом 4.44 млрд лет источника вулканических пород полей Абага и Дайлинора.

Существенное Pb-изотопное различие источников вулканических пород поля Чифэн, с одной стороны, и источников вулканических пород трех других полей – с другой, подтверждается диаграммой $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 11). Протомантийные источники пород Дариганги возрастом 4.45 и 4.47 млрд лет и Абаги, Дайлинора возрастом 4.44 млрд лет дают обедненную изотопную характеристику Nd (эпсилон Nd около +7). Фигуративные точки пород Абаги и Дайлинора рассеиваются относительно компонента протомантии 4.44 млрд лет с возрастанием отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и снижением отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (эпсилон Nd). Такое смещение соответствует внекратонному обогащению легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и возрастанию μ (рис. 11б). Противоположную направленность смещения дают точки пород самого молодого вулкана Дзотол Дариганги, которое соответствует внекратонному обеднению протолита легкими РЗЭ и снижению μ . Вулканические породы поля Чифэн показывают снижение отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (эпсилон Nd), которое соответствует кратонному тренду в источнике с его обогащением легкими РЗЭ (включая обогащение Nd относительно Sm) и снижением μ (рис. 11в). Схождение трех лучей в одной точке может означать общий компонент, однако это предположение нуждается в подтверждении дополнительными данными.

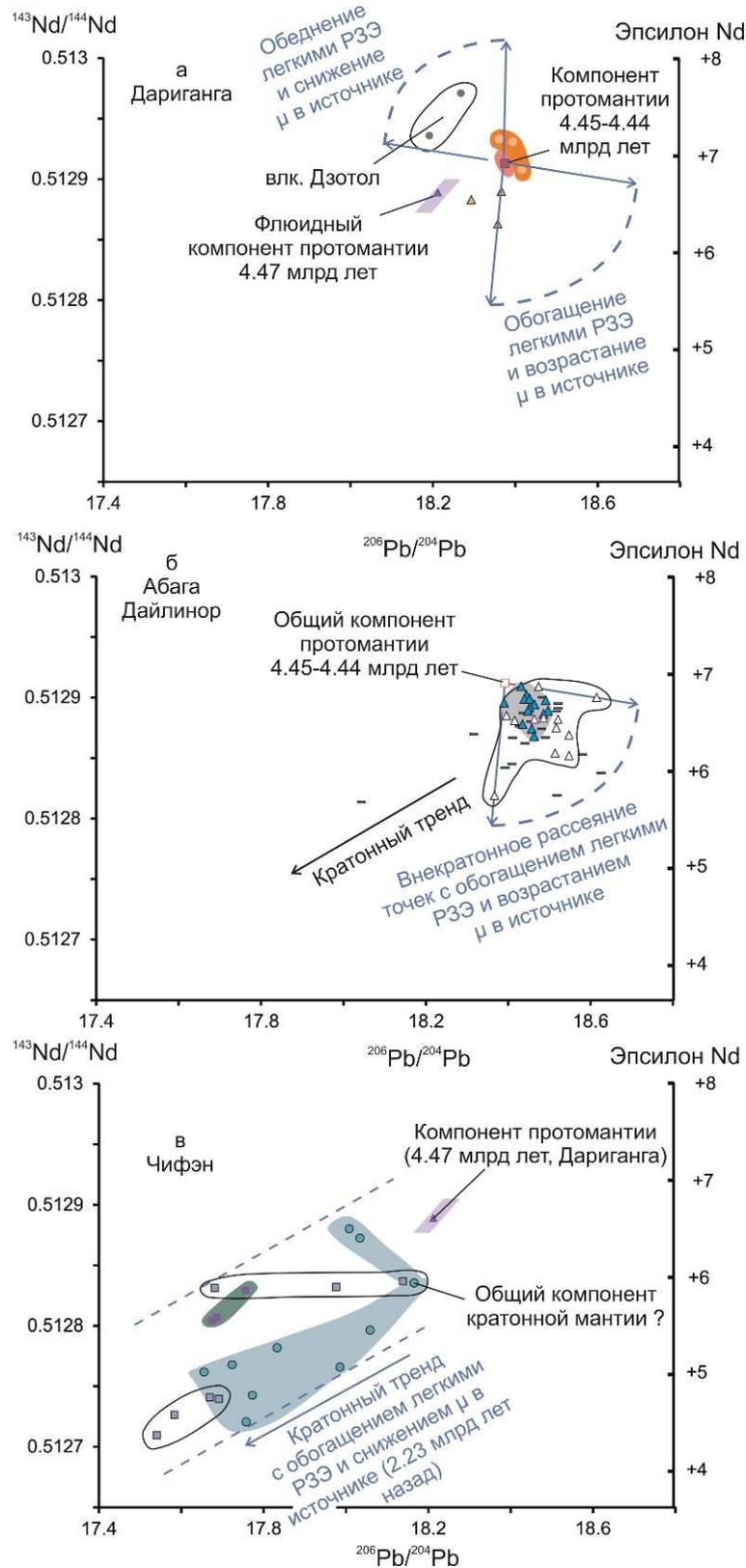


Рис. 11. Диаграммы $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ вулканических пород Дариганги (а), Абаги и Дайлинора (б) и Чифэна (в). Условные обозначения и источники данных см. рис. 6.

Fig. 11. Diagram $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for volcanic rocks from Dariganga (a), Abaga and Dalinuoer (b), and Chifeng (c). Symbols and data sources are as in Fig. 6.

Схема образования и активности источников вулканизма зоны Дачи

Начиная с работы (Maruyama et al., 1997), обращалось внимание на развитие субдукционных процессов вдоль северного края Северо-Китайского кратона. При появлении сейсмических данных о наличии стагнирующего слэба вдоль всей окраины Восточной Азии его часть под северным краем Северо-Китайского кратона считалась производной докембрийской субдукции (Rasskazov, Taniguchi, 2006), а позже стала связываться с пермо-триасовым закрытием Палео-Азиатского океана (Windley et al., 2007; Song et al., 2024). В настоящее время китайские геологи склонны связывать проявление вулканизма на полях Абага и Дайлинонор, а также на других полях Восточной Азии исключительно с источниками стагнирующего Тихоокеанского слэба (Zhang, Guo, 2016; Guo et al., 2016).

По данным об изотопном составе кислорода в оливине и микроэлементным данным по валовому составу пород рассматриваемых вулканических полей предполагается плавление в источниках гидротермально-измененной субдуцированной океанической коры и включение процесса «влажного» апвеллинга (Wang et al., 2015). Из сравнительного анализа состава вулканических пород северной и центральной частей зоны Дачи следует, однако, отчетливое проявление источника остаточного слэба в адиабатическом поднятии горячего материала и в магмогенерации при дегазации мантии только под полем Дариганга, причем в ограниченном временном интервале 10–5 млн лет назад. В компонентном составе вулканических пород центральной части зоны Дачи (полей Абага и Дайлинонор) подобных геохимических признаков источника остаточного слэба не обнаружено (Рассказов и др., 2024).

Извержение базальтов Чифэн связывалось с разрушением литосферы Северо-Китайского кратона (Hong et al., 2013). Хотя это поле находится вне контура Северо-Китайского кратона в структуре Тянь-Шань–Южно-Хинганлинского позднепалеозойского коллизионного пояса (Wan, 2014), компонентный состав вулканических пород (рис.

10, 11) свидетельствует о наличии в их источниках кратонного мантийного протолита, расположенного под южным фланговым аккреционно-субдукционным поясом Солонкерской шовной зоны.

Следовательно, вулканизм позднего кайнозоя зарождается на активизированном краю Северо-Китайского кратона. Признаки такой активизации кратонного края проявлены в развитии каменноугольно-пермской континентальной магматической дуги южнее разлома Чифэн–Баян Обо (Song et al., 2024). Вступление вулканизма раннего миоцена (24–17 млн лет назад) контролируется тектоническими движениями по Трансевразийскому мегасдвигу (Хаин, Яблонская, 1996). Учитывая планетарный масштаб мегасдвига, можно предположить, что раннемиоценовая активизация захватывает глубокую часть кратона.

Различаются источники вулканизма в мантии одного возраста с корой Северо-Китайского кратона и источники вулканизма в мантии, которая имеет в целом более древний возраст относительно коры и мантии аккрецированных комплексов (рис. 12). Протолиты источников кратона представляют собой мантийный материал, проработанный 2.23 млрд лет назад флюидами протомантии возрастом 4.47 млрд лет. Флюидная переработка охватывает и глубокую мантию, и кору. В позднекайнозойских источниках материал протомантии 4.47 млрд лет непосредственно не присутствует, а имеются только его флюидные компоненты, введенные в область источников 2.23 млрд лет назад. Материал вулканических пород полей Дариганга, Абага и Дайлинонор в основном представлен протолитами гадейской мантии магматического океана Земли, отвердевшего 4.47–4.44 млрд лет назад. Под Даригангой реконструируется мощное адиабатическое поднятие высокотемпературного материала, частично реализующееся в извержениях базанитов с потенциальной температурой T_p , рассчитанной по уравнению (Herzberg et al., 2007), до 1489 °C (Рассказов и др., 2024). Под Абагой и Дайлинонором поднятие горячего материала ослаблено, что выражается в снижении потенциальной температуры источников базанитов T_p на 139 °C (до 1350 °C).

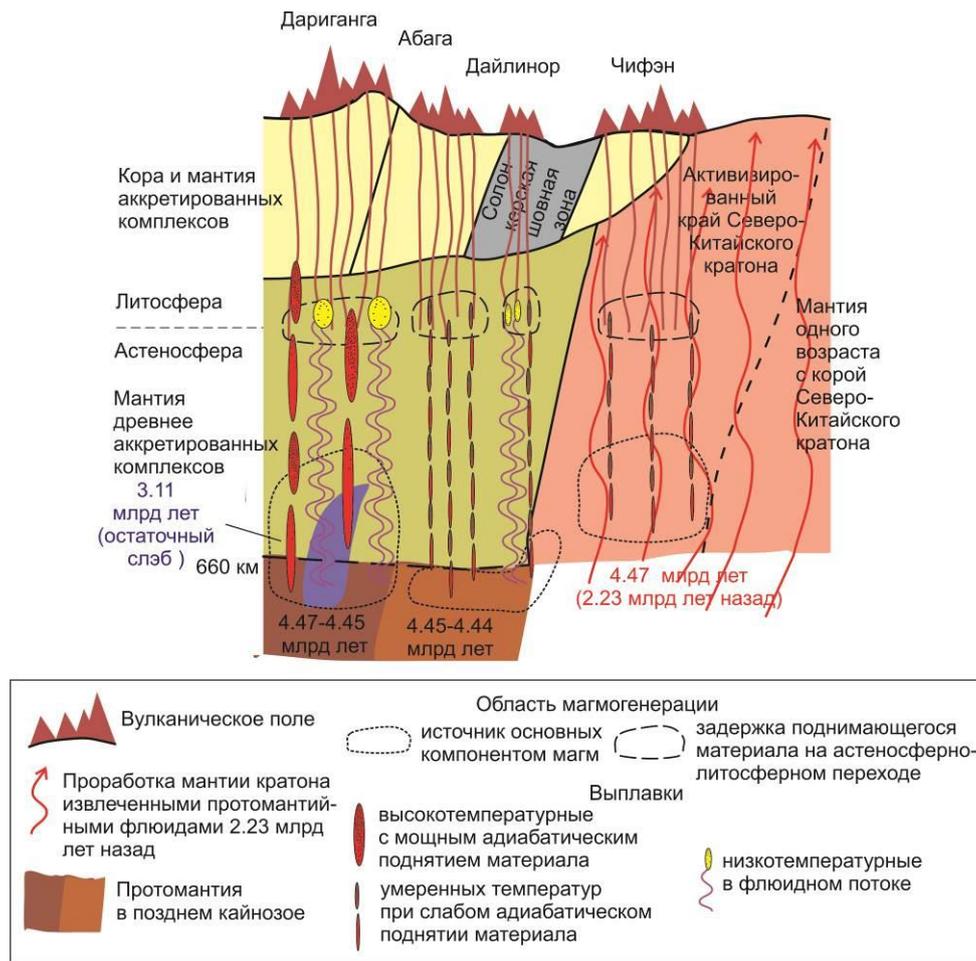


Рис. 12. Схема образования источников вулканизма зоны Дачи и характер их активности.

Fig. 12. Scheme of formation of volcanic sources along the Dachi zone and character of their activity.

Заключение

В пограничных районах Юго-Восточной Монголии и Северного Китая исследована цепочка вулканических полей зоны Дачи (Дариганга, Абага, Дайлино́р и Чифэ́н), протягивающаяся более чем на 500 км от края Северо-Китайского кратона через субширотную Солонкерскую шовную зону в блок Синъань. Эта шовная зона вовлекалась в новейшую активизацию как составной элемент глобальной структуры – Трансевразийского мегасдвига. Сделан вывод о единой позднекайнозойской эволюции зоны, начавшейся от границы Северо-Китайского кратона около 24 млн лет назад и о вовлечении Солонкерской шовной зоны в левосторонние движения в среднем-позднем миоцене, после извержений 15–14 млн лет назад на полях Дариганга, Абага и Дайлино́р, и в плиоцене-квартере,

после финальных извержений около 5 млн лет назад в северной части поля Чифэ́н.

По изотопам Pb и Nd вулканических пород обозначена смена протолитов источников вулканизма вдоль зоны Дачи. В источниках вулканических пород ее южной части (поле Чифэ́н) определен компонент мантии кратонного кила, сгенерированный около 2.23 млрд лет назад материалом протомантии возрастом 4.47 млрд лет. Оценка возраста мантийного источника близка к возрасту коры кратона, т.е. свидетельствует о единстве эволюции кратонной коры и подстилающей мантии. В источниках вулканических пород ее северной части (поле Дариганга), под блоком Синъань, обозначен материал протомантии, характеризующейся геохронами 4.47 и 4.45 млрд лет, и компоненты мантии, эволюционированной около 3.11 млрд лет назад, включая протолит остаточного слэба. Для

источников вулканических пород центральной части зоны Дачи (поля Абага и Дайлинор) получены оценки протолита, соответствующие геохроне 4.44 млрд лет гадейского магматического океана Земли с незначительным участием материала кратонного кия.

Литература

Влодавец В.И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2. С. 679–685.

Рассказов С.В., Аило Ю., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 91–127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91

Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Корневые структуры Даригангского и Витимского вулканических полей Японско-Байкальского геодинамического коридора: Соотношения источников позднекайнозойских магматических расплавов и современных локальных низкоскоростных аномалий в верхней мантии // Геология и окружающая среда. 2024. Т. 4, № 2. С. 16–78.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Мантия и вулканизм юго-востока Монголии (плато Дариганга). М.: Наука, 1984. 201 с.

Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. Труды Совместной советско-монгольской исследовательской геологической экспедиции Вып. 42. М.: Наука, 1985. 135 с.

Хаин В.Е., Яблонская Н.А. Неотектоника Азии: 75 лет после Эмиля Аргана // Геотектоника. 1996. № 6. С. 3–15.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Михеева Е.А. Высокомагнезиальные лавы Даригангского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно-литосферной границе //

Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 4. С. 385–407. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Саранина Е.В. ^{207}Pb – ^{206}Pb возраст источников позднекайнозойских вулканических пород коро-мантийного перехода в соотношении с возрастом офиолитов и древних блоков, экспонированных на поверхности коры: трансект Китой–Байдраг Байкало-Монгольского региона // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 2. С. 61–90. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.61

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // *J. Volc. Geotherm. Res.* 2015. Vol. 305. P. 30–44. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018

Guo P., Niu Y., Sun P., Ye L., Liu J., Zhang Y., Feng Y.-x., Zhao J.-x. The origin of Cenozoic basalts from central Inner Mongolia, East China: the consequence of recent mantle metasomatism genetically associated with seismically observed paleo-Pacific slab in the mantle transition zone // *Lithos.* 2016. Vol. 240. P. 104–118.

Han B.-F., Wang S.-G., Kagami H. Trace element and Nd–Sr isotope constraints on origin of the Chifeng flood basalts, North China // *Chemical Geology.* 1999. Vol. 155. P. 187–199.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hong L.-B., Zhang Y.-H., Qian S.-P., Liu J.-Q., Ren Z.-Y., Xu Y.-G. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene–Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2013. Vol. 165. P. 305–326. doi:10.1007/s00410-012-0810-0

Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // *Front. Earth Sci.* 2023. Vol. 11. P. 1131393. doi:10.3389/feart.2023.1131393

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

- Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. Vol. 148. P. 825–833.
- Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 43. P. 123–148.
- Maruyama S., Isozaki Y., Mimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. Vol. 6. P. 121–142.
- Pang C.-J., Wang X.-C., Li C.-F., Wilde S.A., Tian L. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone // *Lithos*. 2019. Vol. 332–333. P. 39–54.
- Rasskazov S.V., Chuvashova I.S. The latest geodynamics in Asia: Synthesis of data on volcanic evolution, lithosphere motion, and mantle velocities in the Baikal-Mongolian region // *Geoscience Frontiers*. 2017. Vol. 8. P. 733–752. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2016.06.009>.
- Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / *CNEAS Monograph Series No. 21*. Tohoku University, Japan, 2006. 156 p.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020. Vol. 10, No. 9. P. 739. <https://doi.org/10.3390/min10090739>
- Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. Vol. 576. P. 117246. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117246>
- Schellart W.P., Chen Z., Strak V., Duarte J.C., Rosas F.M. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // *Nature communications*. 2019. Vol. 10. P. 4480. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9>
- Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486–640.
- Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // *Acta Petrologica Sinica*. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)
- Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 611–616.
- Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geol. J.* 2019. Vol. 54. P. 3660–3680. doi:0.1002/gj.3331
- Wan T. *The tectonics of China: Data, maps and evolution*. Springer, 2014. 501 p.
- Wang X.-C., Wilde S.A., Li Q.-L., Yang Y.-N. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone // *Nature communications*. 2015. Vol. 6. P. 7700.
- Wilde S.A. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction – A review of the evidence // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 662. P. 345–362.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
- Worrall D.M., Krivdvak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 813–826.
- Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // *Chin. J. Geochem.* 2014. Vol. 33. P. 145–154. doi:10.1007/s11631-014-0670-6
- Yu X., Lee C.T.A., Chen L.H., Zeng G. Magmatic recharge in continental flood basalts: Insights from the Chifeng igneous province in Inner Mongolia // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. Vol. 16. P. 2082–2096.
- Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 37. P. 130–151. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014>

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // *Lithos*. 2020. Vol. 366. P. 105561. <https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561>

References

Chen S.-S., Fan Q.-C., Zou H.-B., Zhao Y.-W., Shi R.-D. Geochemical and Sr–Nd isotopic constraints on the petrogenesis of late Cenozoic basalts from the Abaga area, Inner Mongolia, eastern China // *J. Volc. Geotherm. Res.* 2015. Vol. 305. P. 30–44. DOI:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.018

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V. Sources of magmatism in the mantle of the evolving Earth. Irkutsk State University Publisher, Irkutsk, 2014. 291 p.

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

Guo P., Niu Y., Sun P., Ye L., Liu J., Zhang Y., Feng Y.-x., Zhao J.-x. The origin of Cenozoic basalts from central Inner Mongolia, East China: the consequence of recent mantle metasomatism genetically associated with seismically observed paleo-Pacific slab in the mantle transition zone // *Lithos*. 2016. Vol. 240. P. 104–118.

Han B.-F., Wang S.-G., Kagami H. Trace element and Nd–Sr isotope constraints on origin of the Chifeng flood basalts, North China // *Chemical Geology*. 1999. Vol. 155. P. 187–199.

Herzberg C., Asimow P.D., Arndt N. et al. Temperatures in ambient mantle and plumes: Constraints from basalts, picrites, and komatiites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2007. Vol. 8. Q02006. doi:10.1029/2006GC001390.

Ho K.S., Liu Y., Chen J.C., Yang H.J. Elemental and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of late Cenozoic Abaga basalts, Inner Mongolia: implications for petrogenesis and mantle process // *Geochem. J.* 2008. Vol. 42. P. 339–357.

Hong L.-B., Zhang Y.-H., Qian S.-P., Liu J.-Q., Ren Z.-Y., Xu Y.-G. Constraints from melt inclusions and their host olivines on the petrogenesis of Oligocene-Early Miocene Xindian basalts, Chifeng area, North China Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.*

2013. Vol. 165. P. 305–326. doi:10.1007/s00410-012-0810-0

Hou J., Wu Q., Yu D., Ye Q., Zhang R. Study on surface-wave tomography in Abaga volcanic area, Inner Mongolia // *Front. Earth Sci.* 2023. Vol. 11. P. 1131393. doi:10.3389/feart.2023.1131393

Khain V.E., Yablonskaya N.A. Neotectonics of Asia: 75 years after Emile Argand // *Geotectonics*. 1996. No. 6. P. 3–15.

Le Bas M.J. Nephelinitic and basanitic rocks // *J. Petrol.* 1989. Vol. 30, No. 5. P. 1299–1312.

Le Bas M.J., Streckeisen A.L. The IUGS systematics of igneous rocks // *J. Geol. Soc. London*. 1991. Vol. 148. P. 825–833.

Liu Y., Li W., Feng Z., Wen Q., Neubauer F., Liang C. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Research*. 2017. Vol. 43. P. 123–148.

Maruyama S., Isozaki Y., Mimura G., Tera-bayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *The Island Arc*. 1997. Vol. 6. P. 121–142.

Pang C.-J., Wang X.-C., Li C.-F., Wilde S.A., Tian L. Pyroxenite-derived Cenozoic basaltic magmatism in central Inner Mongolia, eastern China: Potential contributions from the subduction of the Paleo-Pacific and Paleo-Asian oceanic slabs in the Mantle Transition Zone // *Lithos*. 2019. Vol. 332–333. P. 39–54.

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

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

Rasskazov S.V., Ailow Yu., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A. Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the eastern Tunka block in deep-seated nodules from late Cenozoic volcanic rocks // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 2. P. 91–127. doi:10.26516/2541-9641.2022.2.91

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic

volcanic rocks // *Minerals*. 2020. Vol. 10, No. 9. P. 739. <https://doi.org/10.3390/min10090739>

Rasskazov S.V., Chuvashova I.S., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Root structure of the Dariganga and Vitim volcanic fields of the Japan-Baikal geodynamic corridor: Relationships between sources of Late Cenozoic magmatic melts and modern local low-velocity anomalies in the upper mantle // *Geology and Environment*. 2024. Vol. 4, No. 2. P. 16–78.

Ren Q., Zhang S., Sukhbaatar T., Zhao H., Wu H., Yang T., Li H., Gao Y., Jin X. Did the Boreal Realm extend into the equatorial region? New paleomagnetic evidence from the Tuva–Mongol and Amuria blocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 2021. Vol. 576. P. 117246. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117246>

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Mantle and volcanism of southeastern Mongolia (Dariganga plateau). Moscow, Nauka, 1984. 201 p.

Saltykovsky A.Ya., Genshaft Yu.S. Cenozoic geodynamics of volcanism of the South-East Mongolia. Transactions of the Joint Soviet-Mongolian geological expedition. Vol. 42. Moscow, Nauka, 1985. 135 p.

Schellart W.P., Chen Z., Strak V., Duarte J.C., Rosas F.M. Pacific subduction control on Asian continental deformation including Tibetan extension and eastward extrusion tectonics // *Nature communications*. 2019. Vol. 10. P. 4480 <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12337-9>

Şengör A.M., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / Yin A., Harrison M. (eds). The tectonic evolution of Asia. Cambridge, Cambridge University Press. 1996. Vol. 21. P. 486–640.

Song D., Xiao W., Ao S., Mao Q., Wan B., Zeng H. Contemporaneous closure of the Paleo-Asian Ocean in the Middle-Late Triassic: A synthesis of new evidence and tectonic implications for the final assembly of Pangea // *Earth-Science Reviews*. 2024. Vol. 253. P. 104771. <https://doi.org/10.1016/j.earsci-rev.2024.104771>

Sun J.H., Li N. Characteristics and petrogenesis of the Late Cenozoic Dariganga (Mongolia) and Abaga-Dalinuoer (China) basalts // *Acta Petrologica Sinica*. 2023. Vol. 39, No. 1. P. 148–158. (In Chinese)

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.Y., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geology*. 1982. Vol. 10. P. 611–616.

Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, trace element, and Sr–Nd isotopic geochemistry of Cenozoic basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and tectonic implication // *Geol. J.* 2019. Vol. 54. P. 3660–3680. doi:0.1002/gj.3331

Vlodavets V.I. About some features of the Cenozoic volcanism of the Dariganga region in Mongolia / *Problems of geology of Asia*. Vol. 2. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, Moscow, 1955. P. 679–685.

Wan T. The tectonics of China: Data, maps and evolution. Springer, 2014. 501 p.

Wang X.-C., Wilde S.A., Li Q.-L., Yang Y.-N. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone // *Nature communications*. 2015. Vol. 6. P. 7700.

Wilde S.A. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction – A review of the evidence // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 662. P. 345–362.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*. 2007. Vol. 164. P. 31–47.

Worrall D.M., Krivdvak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 813–826.

Xu H., Chen J., Lu Z. Geological and geochemical characteristics of basalts from Hardat Tolgoi Mine, Inner Mongolia, China // *Chin. J. Geochem.* 2014. Vol. 33. P. 145–154. <https://doi.org/10.1007/s11631-014-0670-6>

Yu X., Lee C.T.A., Chen L.H., Zeng G. Magmatic recharge in continental flood basalts: Insights from the Chifeng igneous province in Inner Mongolia // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2015. Vol. 16. P. 2082–2096.

Zhang M., Guo Z. Origin of Late Cenozoic Abaga–Dalinuoer basalts, eastern China: Implications for a mixed pyroxenite–peridotite source related with deep subduction of the Pacific slab // *Gondwana Research*. 2016. Vol. 37. P. 130–151. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.014>

Zhao Y., Zou H., Li N., Wei W., Yuan C., Fan Q., Zhang X. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from Dalinor, Inner Mongolia: Implications for lateral mantle heterogeneity in eastern China // *Lithos*. 2020.

Vol. 366. P. 105561. <https://doi.org/10.1016/J.Lithos.2020.105561>

Рассказов Сергей Васильевич,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,
заведующий кафедрой динамической геологии,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,
doctor of geological and mineralogical sciences,
professor,

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Head of Dynamic Geology Char,
664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,
email: rassk@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664025, Иркутск, ул. Ленина, д. 3,
Иркутский государственный университет,
геологический факультет,

Доцент кафедры динамической геологии,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,
candidate of geological and mineralogical sciences,

664025, Irkutsk, Lenin st., 3,
Irkutsk State University, Faculty of Geology,
Associate Professor of the Dynamic Geology chair,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: chuvashova@crust.irk.ru.

Ясныгина Татьяна Александровна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник,
тел.: (3952) 51–16–59,

email: ty@crust.irk.ru.

Yasnygina Tatyana Alexandrovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher,
tel.: (3952) 51–16–59,
email: ty@crust.irk.ru.

Саранина Елена Владимировна,
кандидат геолого-минералогических наук,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,
Институт земной коры СО РАН,
ведущий инженер,

664033, Иркутск, ул. Фаворского, д. 1 "А",
Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН,

email: e_y_sar@mail.ru.

Saranina Elena Vladimirovna,
candidate of geological and mineralogical sciences,

664033, Irkutsk, Lermontov st., 128,
Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Lead Engineer,

664033, Irkutsk, st. Favorskogo, 1 "A",
A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS,

email: e_y_sar@mail.ru.