



УДК 551.77+551.211 571.5

DOI <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138>

Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм

И. С. Чувашова

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
Иркутский государственный университет, г. Иркутск*

А. Хассан, А. Аль Хамуд, С. Н. Коваленко

Иркутский государственный университет, г. Иркутск

Н. А. Руднева

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

С. В. Рассказов

*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
Иркутский государственный университет, г. Иркутск*

Аннотация. Приводится геологическое обоснование смены развития Селенгино-Витимского прогиба развитием водосборного бассейна Витимского плоскогорья. Прогиб формировался до заложения структур Байкальской рифтовой системы, бассейн представлял собой морфоструктуру северо-восточной части Байкальской рифтовой системы. Охарактеризованы стратотипы мохейской свиты (кампан – маастрихт), иренгинской свиты (палеоцен – эоцен), кулариктинской свиты (олигоцен – нижний миоцен), джиллиндинской свиты (средний – верхний миоцен), хойготской толщи (плиоцен) и береинской толщи (эоплейстоцен – начало неоплейстоцена). По распространению осадочных отложений и вулканических пород обозначены три временных интервала новейшего структурного развития Западного Забайкалья. В конце мела – эоцене образовалась Еравна-Ингурская полоса впадин осевой части Селенгино-Витимского прогиба. В олигоцене – раннем миоцене наметилась структурная перестройка, повлекшая за собой активизацию субмеридиональной Еравна-Кулариктинской полосы впадин. С рубежа раннего и среднего миоцена активизировалась Витимо-Удоканская горячая зона трансформации Витимского плоскогорья, обозначенная термальным воздействием порции горячего материала на основание литосферы в Берейнском вулканическом центре. В это время оформилась единая структура Витимского плоскогорья на фоне глубокого расчленения территории Витимского вулканического поля. Предполагается, что переход от Селенгино-Витимского прогиба к морфоструктурам Селенгинского и Витимского водосборных бассейнов отразил смену мел-палеогенового воздействия на литосферу первичной Западно-Забайкальской расплавной аномалии переходного слоя воздействием на литосферу вторичных Витимской и Удоканской расплавных аномалий верхней мантии в ходе развития процессов Японско-Байкальского геодинамического коридора.

Ключевые слова: кайнозой, Сибирь, стратиграфия, вулканизм, седиментация, трансформация.

Для цитирования: Переход от Селенгино-Витимского прогиба к Витимскому плоскогорью: кайнозойское осадконакопление и вулканизм / И. С. Чувашова, А. Хассан, А. Аль Хамуд, С. Н. Коваленко, Н. А. Руднева, С. В. Рассказов // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 138–153. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138>

Введение

Геоморфологическое понятие «Витимское плоскогорье» употреблялось в географической и геологической литературе для обозначения территории бассейна р. Витима, расположенной к югу от высоких горных хребтов северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. Границы этой морфоструктуры определялись контуром верховий рек Витимского бассейна выше долины прорыва через Южно-Муйский хребет [Ламакин, 1968]. Для обозначения морфоструктуры, отделяющей поднятия и впадины Байкальской рифтовой зоны от Хэнтэй-Даурского нагорья, использовалось также понятие «Селенгино-Витимский прогиб» [Флоренсов, Олюнин, 1965]. Осадочные и вулканогенно-осадочные отложения маркировали единую область седиментации Селенгино-Витимского прогиба только в конце мела и в палеогене. В неоген-четвертичное время Витимский бассейн отделился от Селенгинского бассейна Сосново-Озерской перемычкой и приобрел самостоятельное значение морфоструктуры, пространственно связанной с развитием северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (рис. 1). Селенгинский бассейн, обеспечивший эрозионное расчленение рельефа с поступлением существенной доли твердого стока материала с территории Центральной Монголии и Западного Забайкалья в Южно-Байкальскую впадину [Логачев, 2003], был пространственно сопряжен с развитием юго-западной части Байкальской рифтовой системы.

На Витимском плоскогорье получили широкую известность работы по глубинным включениям из вулканических пород [Garnet peridotite xenoliths ... , 1993; Ionov, Ashchepkov, Jagoutz, 2005; Glaser, Foley, Günter, 1999; Litasov, Taniguchi, 2002; Litasov, Foley, Litasov ... , 2000; Goncharov, Ionov, 2012] и диатомовым водорослям из средне-верхнемиоценовых отложений джилиндинской свиты [Биостратиграфия и условия формирования ... , 2006; Morphology of Actinocyclus ... , 2010]. В интерпретациях глубинной динамики новейшее геологическое развитие территории обычно не учитывается или дается схематично. В настоящей работе рассматривается стратиграфия осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов территории Западного Забайкалья, начинающихся с накопления мохейской и иренгинской свит в конце мела – эоцене в осевой части Селенгино-Витимского прогиба и включавших переходную олигоцен-нижнемиоценовую кулариктинскую свиту и сосновоозерскую толщу и среднемиоценовые – четвертичные стратонны (джилиндинскую свиту, хойготскую толщу, ее стратиграфические аналоги (кыджимитскую толщу и чининскую свиту) и более молодую береинскую толщу), формировавшиеся на этапе оформления Витимского плоскогорья.

Стратоны конца мела – эоцена Селенгино-Витимского прогиба

Для кампан-маастрихтских отложений *мохейской свиты* в качестве лекто-стратотипа принят разрез по профилю скважин в Нижнемохейской впадине (местоположение см. на рис. 1, б). В стратотипе выделяются три пачки (рис. 2).

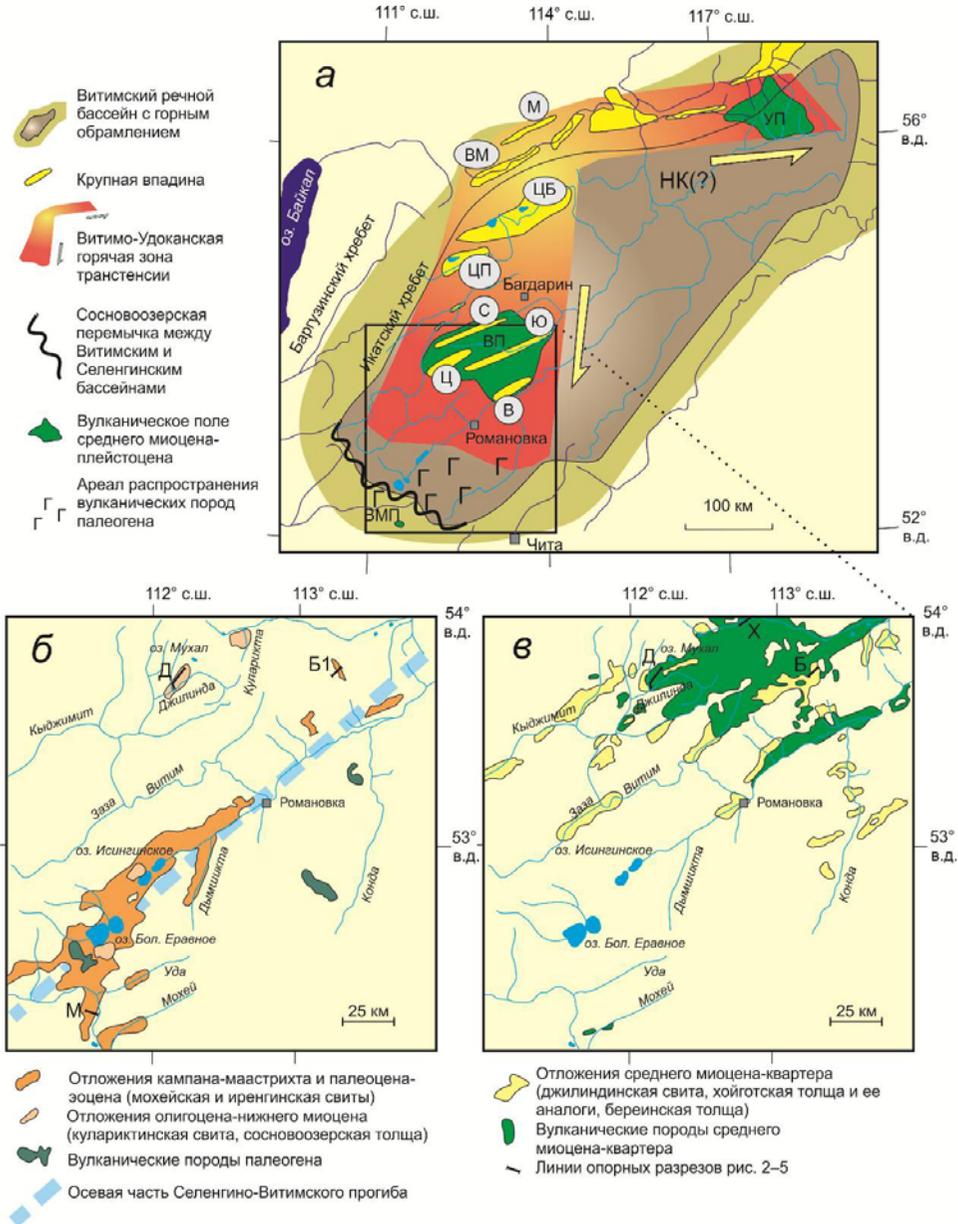


Рис. 1. Схемы распределения крупных позднекайнозойских впадин и вулканических полей на Витимском плоскогорье и в его северном горном обрамлении (а), осадочных отложений и вулканических пород Селенгино-Витимского прогиба в конце мела – раннем миоцене (б) и осадочных отложений и вулканических пород на той же территории юго-западной части Витимского плоскогорья в среднем миоцене – квартере (в).

На панели а реки внутренней части Витимской морфоструктуры выделены яркосиним цветом, реки горного обрамления и оз. Байкал – темно-синим. На юго-западном замыкании бассейна проявился плиоценовый вулканизм с образованием Верхнемохейского поля (ВМП). Знак вопроса (?) обозначает местоположение вероятных молодых субвулканических тел в нижнем течении р. Калар (НК). Южная граница субмеридионального Ципа-Муяканского трансензионного сегмента обозначена по ареалу распространения впадин, заполненных отложениями среднего миоцена – квартера (см. панель в). В южной части этого сегмента находятся погребенные палеодолины Витимского вулканического поля (ВП): Северная (С), Центральная (Ц), Южная (Ю) и Витимская (В), в центральной части сегмента – Ципа-Баунтовская (ЦБ), Ципиканская (ЦП), входящие в контур Витимской морфоструктуры, и на северном окончании сегмента – Верхнемуйская (ВМ) и Муяканская (М) впадины, расположенные в северном горном обрамлении Витимской морфоструктуры. Эту часть обрамления образуют структуры субширотного Муя-Удоканского трансензионного сегмента, включающего Удоканское вулканическое поле (УП), южная часть которого относится к водосборному бассейну Витимского плоскогорья. На панелях б и в показаны линии разрезов: М – стратотипа мохейской свиты (рис. 2), Д – опорного разреза кулариктинской, джилдининской свит и хойготской толщи в стратотипической местности джилдининской свиты (рис. 3), Х – стратотипа хойготской толщи (разрез не приводится), Б – опорного разреза мохейской, джилдининской свит, хойготской и береинской толщ (рис. 4)

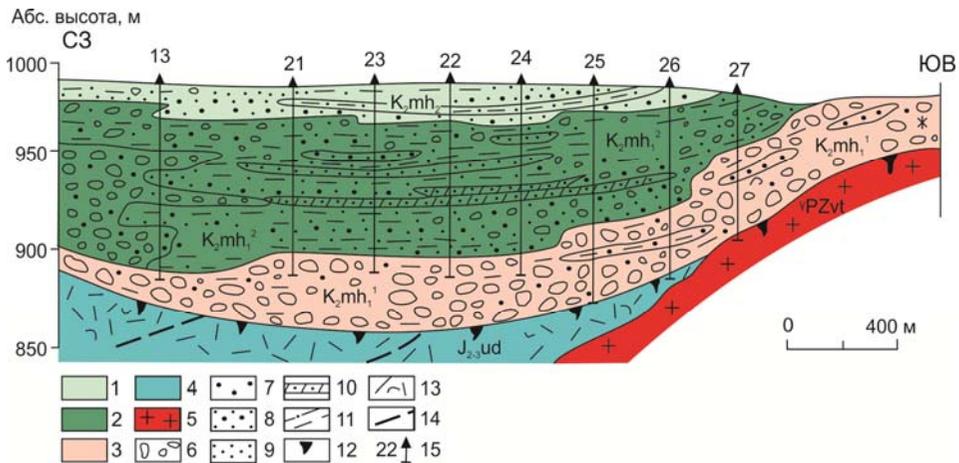


Рис. 2. Разрез лектостратотипа мохейской свиты в Нижнемохейской впадине ([Континентальный верхний мезозой ... , 2001] с изменениями)

1–3 – пакки осадочных отложений мохейской свиты: 3, 2 – сероцветные и 1 – красноцветная; 4–5 – породы бортов и фундамента впадины: 4 – вулканические породы средней – верхней юры, 5 – гранитоиды палеозоя; 6 – конгломераты валунные, валунно-галечные; 7 – гравелиты; 8 – песчаники разнозернистые с гравием, пески гравийные; 9 – песчаники мелко- и среднезернистые; 10 – аргиллиты с песком; 11 – алевролиты, алевропесчаники, алевроиты; 12 – кора выветривания остаточная; 13 – риолиты, трахиты, трахириолиты, туфы; 14 – разлом предполагаемый; 15 – скважина и ее номер. Индексы стратиграфических подразделений: мохейская свита кампана – маастрихта включает две толщи – нижнюю пестроцветную толщу с пролювиально-аллювиальной пачкой ($K_2mh_1^1$), озерно-пролювиальной пачкой ($K_2mh_2^2$) и верхнюю сероцветную аллювиально-пролювиальную ($K_2mh_3^3$); удинская серия (J_{2-3ud}); витимканский комплекс ($\gamma PZvt$)

Пачка 1 – базальная коллювиально-пролювиальная (мощность 40 м). Сложена слабосцементированными валунными конгломерато-брекчиями и галечниками, преимущественно вулканомиктовыми с заполнителем красноцветного неотсортированного гравелистого песчаника либо галечно-гравийно-глинистого хлидолита. До середины разреза пачка повсеместно сложена неокатанным обломочным материалом существенно коллювиального происхождения. Роль пролювия возрастает вверх по разрезу, что отражается некоторым уменьшением размера обломков, их незначительным окатыванием и возрастанием количества заполнителя, иногда образующего самостоятельные прослои.

Пачка 2 – озерно-пролювиальная, с участием коллювия (мощность 70 м). В бортах впадины представлена сероцветными, реже коричневатобурными валунно-галечными конгломератами. Выше они постепенно сменяются среднегалечными отложениями с хлидолитовым заполнителем. В верхней части разреза пачки преобладают хлидолиты с разрозненными гальками эффузивов и гранитоидов. Возрастание количества галек обуславливает переходы к конгломератам. Местами за счет гранулометрической сортировки мелкозернистых песчаников выражена горизонтальная слоистость. Характерны рыжие сажистые линзы и обрывки обугленных стеблей растений. В центральной части впадины пачка имеет более изменчивый состав. Преобладают гравелистые и грубозернистые песчаники, реже встречаются отсортированные песчаники и хлидолиты. Линзовидно-волнистая слоистость подчеркнута «замусоренными» алевролитами и аргиллитами, местами углистыми. Наблюдаются латеральные переходы пролювиальных и озерных линз. Озерные литофации представлены отсортированными алевропесчаниками и породами смешанного гранулометрического состава.

Пачка 3 – пролювиально-аллювиальная, местами озерная (мощность 20 м). Она отличается упорядоченным строением, с постепенным уменьшением вверх по разрезу размерности обломков в хлидолитах и сменой их песчаниками. Слоистость косая, одно- или разнонаправленная, косоволнистая, подчеркнута углефицированным растительным детритом. Повсеместно встречаются гальки вулканических пород удинской серии. Разрез соответствует неполному двучленному трансгрессивному ритму аллювиального типа с участием разнообломочных пролювиальных осадков.

Реконструкция палеоклимата мохейского времени на основе анализа палиноспектров указывает на засушливые условия с чередованием влажных (доминировавших) и сухих сезонов. Широкое развитие пролювия в мохейской свите отражает процессы седиментации, свойственные аридным и семиаридным областям.

Иренгинская свита (палеоцен – эоцен) разделяется на две подсвиты. В нижнеиренгинской подсвите (мощность до 70 м) преобладают песчаные глины, содержащие слабоокатанные гальки и обломки пород. Отложения находятся в основном в Еравнинской впадине. Верхнеиренгинская подсвита (мощность до 65 м) представлена бурными, палево-, коричневато-, зеленоватобурными глинами и палево-серыми, палево-бурными, плотными алеврито-

песчано-гравийными хлидолитами. Она залегает согласно на отложениях нижнеиренгинской подсвиты либо на коре выветривания гранитоидов, а перекрывается песчано-гравийно-галечными осадками джилиндинской свиты. Подсвита детально изучена на западном побережье озер Большое Еравное и Сосновское. Палеоцен-эоценовый возраст отложений нижнеиренгинской подсвиты определяется по присутствию значительного количества разнообразной пыльцы термофилов тропиков [Резанов, 1991].

Вулканические породы не обнаружены в составе мохейской свиты и охарактеризованы в переслаивании с осадочными отложениями иренгинской свиты. Для пород получены калий-аргоновые датировки в интервале 60–50 млн лет.

Стратоны олигоцена – нижнего миоцена

Олигоцен-нижнемиоценовые отложения *кулариктинской свиты* в стратотипе (мощность 76 м) содержат базальтовый прослой, ниже которого находятся две подбазальтовые пачки, выше – одна надбазальтовая [О стратиграфии и палинокомплексах ... , 1984]. Нижняя подбазальтовая пачка (мощность 13 м) начинается слоем песка крупнозернистого, серого, с примесью алеврита, выше которого находится слой песка мелко-, среднезернистого, светло-серого, уплотненного, с обломками гранита (в нижней части слоя), сменяющегося галечником с песчаным заполнителем. Верхняя подбазальтовая пачка (мощность 19 м) сложена песками, разнозернистыми, серыми, с прослоями алеврита и редкими обломками гранитов и вулканических пород. Прослой базальтов (мощность 22 м) имеет долеритовое сложение, в верхней части пористый. Базальты изменены. Надбазальтовая пачка (мощность 21 м), подобно верхней подбазальтовой пачке, сложена песками, разнозернистыми, серыми, с прослоями алеврита и редкими обломками гранитов и вулканических пород. Выше этой пачки находится слой нефелиновых гавайитов верхней части разреза джилиндинской свиты.

Стратиграфический аналог кулариктинской свиты (сосновоозерская толща) находится в Еравнинской впадине. У юго-восточной оконечности оз. Большое Еравное эта толща прослежена по буровым профилям в виде пролювиально-аллювиальной гравелисто-песчаной пачки мощностью до 35 м и трех пролювиально-аллювиальных макроритмов сероцветных песчаников (от гравелистых до средне-, мелкозернистых) с прослоями пойменно-озерных отложений общей мощностью до 42 м.

Палинокомплекс кулариктинской свиты и сосновоозерской толщи характеризует полидоминантные хвойно-широколиственные леса с реликтами растительности эоцена и немногочисленными представителями бореальной флоры. Леса произрастали в условиях умеренно теплого, влажного климата олигоцена. Фрагментарно распространены также слои со спорово-пыльцевыми спектрами пессимума конца олигоцена и более молодыми спектрами конца олигоцена – начала миоцена.

Вулканические породы кулариктинской свиты и сосновоозерской толщи имеют датировки около 29 и 20–18 млн лет [О возрасте ксенолитсодержащих базальтов ... , 2003].

Стратоны среднего миоцена – квартера

Средне-верхнемиоценовые отложения *джилиндинской свиты* в стратотипе охарактеризованы на р. Джилинда-Витимская [Ендрихинский, 1969]. В разрезе наблюдается слой гравия, дресвы и щебня (мощность 1 м), перекрытый алевропелито-песчаной пачкой (мощность 9,5 м), объединяющей три трансгрессивных ритма, каждый из которых включает русловые песчаные и пойменно-озерные алевропелитовые и алевропсаммитовые осадки. Пачка относится к нижнеджилиндинской подсвите, датируемой рубежом нижнего и среднего миоцена. Выше следует пачка тонкослоистых аргиллитов (мощность 7 м), темно-бурых и зеленовато-серых с включениями вивианита и углефицированных древесных обломков. Местами аргиллиты переходят в диатомиты. Пачка относится к верхнеджилиндинской подсвите среднего – верхнего миоцена. Разрез венчается лавовым покровом видимой мощностью до 2,5 м. Общая мощность отложений и лав в стратотипе не превышает 20 м.

Джилиндинская свита накапливалась после эрозионного вреза середины миоцена до позднего миоцена включительно. Для этой свиты по ее объему, мощности, степени палеонтологической обоснованности и К–Аг-датированию лав представительны опорные разрезы скважин 2 и 82.

Скважина 2 пройдена в стратотипической местности джилиндинской свиты в линии скважин 1–3 Аянской партии ПГО «Бурятгеология» (рис. 3). Описание разреза представлено далее (снизу вверх).

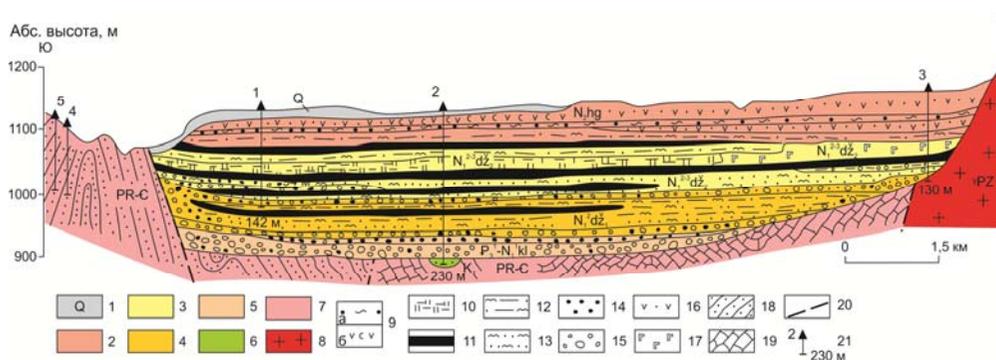


Рис. 3. Разрез осадочных отложений и вулканических пород в стратотипической местности джилиндинской свиты:

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – хойгутская толща (N_2hg); 3–4 – верхняя (3) и нижняя (4) подсвиты ($N_1^{2-3} dz_2$ и $N_1^2 dz_1$) джилиндинской свиты; 5 – кулариктинская свита ($P_3^1 N_1^1 kl$); 6–8 – породы фундамента: 6 – имская свита нижнего мела (K_1), 7 – толщи докембрия – кембрия (PR–E); 8 – гранитоиды палеозоя нерасчлененные (γPZ); 9 – вулканомиктовые галечники (а), туффиты (б); 10 – диатомовые алевропелиты, диатомиты; 11 – пласты перемежающихся (часто углистых) алевропелитов, лигнитов; 12 – алевритомелкопесчанниковые слюдистые отложения; 13 – мелко-среднезернистые слюдистые пески; 14 – гравийные пески, гравийники существенно кварцевого состава; 15 – галечники; 16 – базаниты, фонобазаниты; 17 – долеритовые базальты, базаниты; 18 – сланцы; 19 – мраморы; 20 – разлом; 21 – скважина, ее номер и глубина

Нижнемеловые отложения (224,5–206,3 м) пестроцветных песчано-гравийно-глинистых хлидолитов, часто резко переходящих к гравелитам и разнотернистым песчаникам с рассеянной галькой вулканических пород, гранитов, известняков и кварца.

Выше следуют песчаники кулариктинской свиты (206,3–185,4 м). В этой части разреза с глубин 200 и 190 м выделен спорово-пыльцевой спектр позднего олигоцена – раннего миоцена (?). Граница с вышележащей джилдинской свитой выражена резко.

Нижнеджилдинская подсвита (185,4–140,0 м) сложена галечниками из окатанных обломков кварца и различных гранитоидов (185,4–184,4 м). Выше залегают монотонные серые глинистые, слюdistые, почти идеально отсортированные песчаники. Горизонтальная слоичатость подчеркнута тонкими пропластками алевролитов или лигнитов, сложенных стеблями трав и кустарников, пересыпанных алевропесчанистым материалом. Встречаются крупные фрагменты листьев древесных широколиственных листопадных пород. Местами слоичатость ритмичная, направленно изменяющаяся. Алевропелитовые и лигнитовые пропластки систематически сближаются, и порода становится алевролитом или лигнитом, слоичатым за счет слюdistого песчаника (глубины 153,4–148,4 и 141,0–140,0 м). Разрез нижнеджилдинской подсвиты завершается выдержанным слоем угlistых аргиллитов.

Верхнеджилдинская подсвита (140,0–23,0 м) в основании представлена кварцевыми песками, серыми, разнотернистыми, с галькой гранитов и метаморфических пород. Далее по разрезу (до глубины 91,4 м) алевритовые песчаники перемежаются с тонко-мелкотернистыми слюdistыми плитчатыми песчаниками с фрагментами побегов трав, листьев и обломками древесины. Встречаются почти не уплотненные мелкозернистые слюdistые пески. Реже в алевропесчаной пачке отмечаются линзовидные слои аргиллитов и полевошпатово-кварцевых песков с гравием и разрозненными гальками. Интервал глубин 91,4–66,5 м начинается пачкой диатомовых алевропелитов и диатомитов. Породы светло-серые, плитчатые тонкоритмично-горизонтально-слоичатые за счет алевритовых пропластков, с раковинами остракод, а также отпечатками насекомых и флоры. Выше эти образования чередуются с аргиллитами (в том числе угlistыми), алевролитами, алевропесчаниками и тонкотернистыми сортированными песчаниками с выделениями вивианита. Интервал глубин 66,5–23,0 м представлен слабосцементированными алевропесчаниками светло-серыми, слюdistыми, горизонтально-слоичатыми. В интервале глубин 51,1–46,1 и 41,3–39,5 м следуют угlistые, глинистые алевролиты и алевропесчаники, насыщенные растительными остатками.

Разрез венчается осадочными отложениями и лавами хойготской толщи (мощность 23 м).

В составе нижнеджилдинской подсвиты преобладают аллювиальные отложения, в составе верхнеджилдинской подсвиты – озерные. Вывод о смене преимущественно аллювиальных отложений озерными сделан при изучении разреза по линиям скважин у оз. Мухал. По превышениям погреб-

бенного рельефа выявлена заполненная грубообломочным аллювием и лавами узкая эрозионная прорезь глубиной 90 м. Только после ее заполнения начала накапливаться озерная толща, которая расчленилась и оказалась погребенной под мощным лавовым покровом. В опорной скважине 82 оз. Мухал джилиндинская свита вскрыта на глубину 287 м. В отличие от разреза скважины 2, включающего отложения кулариктинской, джилиндинской свит и хойготской толщи, разрез скважины 82 относится полностью к верхнеджилиндинской подсвите.

Вулканические породы, синхронные отложениям нижнеджилиндинской подсвиты, представлены обломками пикробазальтов и высокомагнезиальных базанитов в карьере 76-й км трассы Романовка – Багдарин и лавами андезибазальтов [Origin of melting ... 2017]. Для пикробазальтов приведена К–Аг-датировка 16,2 млн лет [Litasov, Taniguchi, 2002], для андезибазальтов – интервал К–Аг-датировок 14–13 млн лет, подтвержденный ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировкой 13,35±0,17 млн лет. Вулканические породы, синхронные отложениям верхнеджилиндинской подсвиты, датированы в основном интервалом 12–9 млн лет. Во временном интервале 9–5 млн лет назад проявилась вулканическая активность около 7–6 млн лет назад на единственном вулканическом центре Намару [Origin of melting ... 2017].

Хойготская толща (плиоцен) была выделена в Хойготской палеодолине. В разрезе толщи (рис. 4) докайнозойские породы представлены нижнемеловой имской свитой красноцветных коллювиальных и серозеленоцветных пролювиально-аллювиальных образований. Ниже хойготской толщи находятся размытые фрагменты верхнеджилиндинской подсвиты с глубиной эрозионного вреза до 50 м. Подсвита сложена алевритоглинисто-гравийными осадками с палинокомплексами позднего миоцена.

В составе хойготской толщи различаются (снизу вверх): лавовые потоки щелочных базальтов (мощность 24 м), перемежающиеся хлидолиты и полимиктовые глинисто-слюдистые пески (мощность 4 м), терригенная пачка (мощность 17 м), диатомовые алевропелиты с горизонтальной слоистостью (мощность 4 м), лавовые потоки щелочных базальтов (мощность 46 м), потоки базанитов (мощность 30 м). Общая мощность толщи – 125 м.

Осадочные отложения из Хойготской палеодолины повсеместно охарактеризованы палинокомплексами плиоцена. Для вулканических пород толщи получен интервал К–Аг-датировок 5,0–2,9 млн лет. В малых впадинах территорий, сопредельных с Витимским вулканическим полем, охарактеризованы также стратиграфические аналоги хойготской толщи, не содержащие вулканических пород, – кыджимитская толща и чининская свита.

Береинская толща в стратотипической местности долины р. Беря залегает с размывом на хойготской толще (см. рис. 4). В составе первой толщи присутствуют пепельно-серые щелочные оливиновые базальты, а второй – черные стекловатые базаниты и фоновобазаниты. Осадки береинской толщи фациально изменчивы. Базальная пачка толщи варьирует от 13 м в юго-западной части профиля р. Беря до 40 м в его северо-восточной части. В базальной алевропесчаниковой пачке отмечены скопления галек вулканиче-

ских пород и гранитоидов. Вышележащая пачка представлена диатомовыми тонкогоризонтально-слоистыми алевропелитами и алевролитами в переслаивании с песками (от мелких до гравийных) и песками с разрозненными гальками вулканических пород и гранитов. Кроме остатков диатомей, встречаются фрагменты насекомых, спикулы кремнистых губок, ископаемые семена, отпечатки листьев. Лимнические отложения в восточно-северо-восточном направлении замещаются покровом базанитов. Лавовые и озерные слои разобщает преимущественно коллювиальная пачка вулканомиктовых конглобрекций, приуроченных к краевой части лавового покрова. Среди потоков лав отмечен своеобразный слой от темно-серых до черных тонколистоватых углистых аргиллитов и алевролитов, насыщенных тонкодисперсным растительным материалом и включающих слабоуглефицированную древесину. Скопления последней образуют коричневатую-бурую лигнитоподобную породу. Слой имеет маркирующее значение. Мощность озерной части разреза – 45–55 м. Она частично замещается по латерали базанитовыми лавами мощностью 75–90 м. Общая мощность толщи – 70–100 м.

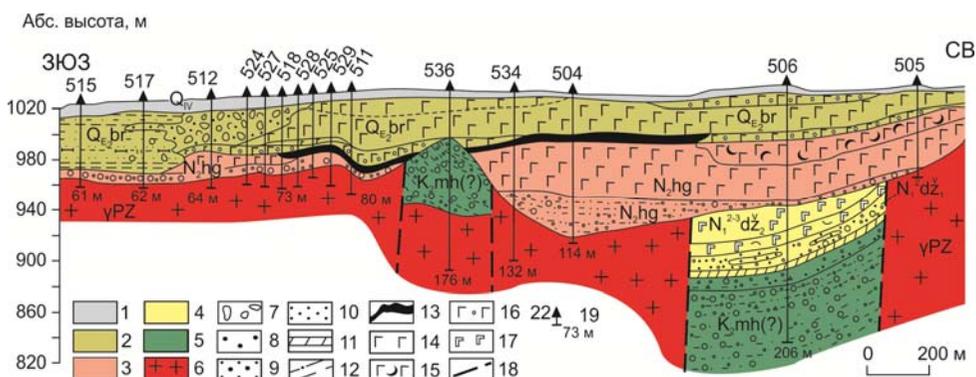


Рис. 4. Соотношения фрагментов мохейской и джиллиндинской свит в опущенных блоках фундамента с хойготской и береинской толщами в долине р. Беря, разрез Б (местоположение см. рис. 1, в):

1 – современные четвертичные отложения (Q_{IV}); 2 – береинская толща (Q_{E2}br); 3 – хойготская толща (N₂hg); 4 – верхняя подсвита джиллиндинской свиты (N₁²⁻³ dz₂); 5 – мохейская свита (K₂mh); 6 – породы фундамента – гранитоиды палеозоя нерасчлененные (γPZ); 7 – конгломераты валунные, валунно-галечные; 8 – гравелиты; 9 – песчаники разномерные с гравием, пески гравийные; 10 – песчаники мелко- и среднезернистые; 11 – аргиллиты; 12 – алевролиты, алевропесчаники, алевриты; 13 – пласт углистых алевропелитов, лигнитов в основании береинской толщи; 14 – базаниты, долеритовые базальты; 15 – туфы; 16 – пористые базальты; 17 – андезитобазальты; 18 – разлом; 19 – скважина, ее номер и глубина

На водоразделе рек Беря и Якша русловые осадки основания погребены покровом плотных среднемиоценовых лав. Выше по разрезу залегает гравийно-песчаная русловая линза, врезанная в среднемиоценовые лавы. Следующая застойно-озерная пачка представлена в нижней части алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с рассеянными гальками и мелкими валунами вулканических пород. Далее развиты тонкоплитчатые микрогоризонтально-слоистые алевролиты. Слоистость образована за счет чередования

алевритовых, алевропелитовых и диатомитовых пропластков и дополнительно подчеркнута налетами вивианита. У кровли пачки (глубина 15 м) преобладают тонкоплитчатые алевропелиты. Общая мощность толщи достигает 90 м.

В отличие от хойготской толщи, береинская имеет ограниченное пространственное распространение только в восточной части Витимского вулканического поля. Для вулканических пород береинской толщи получены интервалы К–Аг-датировок 1,8–1,7 млн лет и 1,1–0,6 млн лет.

Обсуждение

Селенгино-Витимский прогиб оформился после общего денудационного срезания мезозойских орогенных сооружений территории Западного Забайкалья, выраженного длительным перерывом вулканизма и осадконакопления от альба до кампана. В этом возрастном интервале проблематично помещаются только отложения байгульской свиты Оловской впадины [Континентальный верхний мезозой ... , 2001]. Предшествующие перерыву отложения представлены верхней частью разреза стратотипической местности нижнемеловой гусиноозерской серии. Активизация тектонических процессов в кампане – маастрихте обозначилась отложениями переходных слоев мела и палеогена мохейской свиты без признаков вулканической деятельности, после которой в прогибе началось накопление отложений палеоцен-эоценовой иренгинской свиты, сопровождавшееся вулканизмом.

Отложения мохейской и иренгинской свит залегают в пределах позднемезозойских впадин, составляющих осевую Еравна-Ингурскую полосу Селенгино-Витимского прогиба северо-восточного простирания протяженностью около 250 км (впадины Еравнинская, Верхне- и Нижнемохейские, Исингинская, Верхнеудинская, Холой-Романовская, Ендондинская, Политовская, Ингурская) (см. рис. 1, б).

Олигоценые отложения кулариктинской свиты распространились вдоль Еравна-Кулариктинской субмеридиональной полосы протяженностью 180 км. Находки фрагментов сосновоозерской толщи олигоцена – стратиграфического аналога кулариктинской свиты – в Еравнинской впадине свидетельствуют о частичной унаследованности олигоценовой седиментации от предшествующего развития Селенгино-Витимского прогиба. Переходный характер структурного развития территории подчеркивается проявлениями вулканизма кулариктинского времени в начале позднего олигоцена (около 29 млн лет назад) и в раннем миоцене (20–18 млн лет назад).

Единая структура Витимского плоскогорья оформилась на фоне глубокого расчленения территории Витимского вулканического поля на рубеже раннего и среднего миоцена. Около 16 млн лет назад проявился высоко-Mg магматизм Береинского центра на Витимском вулканическом поле. Эта вулканическая фаза отразила термальное воздействие порции горячего материала на основание литосферы [Origin of melting ... , 2017].

Витимское вулканическое поле находится во внутренней части Витимского бассейна, представляющего собой гигантскую мульду, которая протянулась в северо-восточном направлении на 1000 км. В контур Витимского бассейна попадает южная часть Удоканского вулканического поля, расчле-

ненная речными долинами бассейна р. Калар. В районе нижнего течения р. Калар Ф. М. Ступаком отмечались молодые субвулканические тела. Если субвулканические тела этой территории действительно внедрились в позднем кайнозое, Витимская морфоструктура приобретает промежуточный вулканический маркер между Витимским и Удоканским полями. Кроме того, в районе юго-западного замыкания Витимского бассейна расположено Верхнемохейское вулканическое поле, датированное плиоценом по находкам остракод в осадочных отложениях, подстилающих лавы. В целом Верхнемохейское, Витимское, Нижнекаларское (?) и Удоканское вулканические проявления трансируют осевую часть морфоструктуры Витимского плоскогорья.

Погребенные палеодолины Витимского вулканического поля – Центральная (Амалатская), Северная (Хойготская), Южная (Аталангинская) и Витимская – составляют южное окончание Ципа-Муяканского сегмента Витимо-Удоканской зоны трансенсии, которое отчетливо подчеркивается южной границей развития малых неоген-четвертичных впадин (см. рис. 1, в). В геодинамическом отношении переход от Селенгино-Витимского прогиба к морфоструктурам Селенгинского и Витимского водосборных бассейнов обозначил смену мел-палеогенового воздействия на литосферу первичной Западно-Забайкальской расплавной аномалии переходного слоя воздействием вторичных Витимской и Угей-Нурской расплавных аномалий верхней мантии в ходе развития процессов Японско-Байкальского геодинамического коридора [Origin of melting ... , 2017].

Заключение

Рассматривая переход от седиментации конца мела – эоцена Селенгино-Витимского прогиба с накоплением мохейской и иренгинской свит через промежуточные олигоцен-нижнемиоценовые стратоны (кулариктинскую свиту и сосновоозерскую толщу) к среднемиоценовой – четвертичной седиментации Витимского плоскогорья с накоплением джилиндинской свиты, хойготской толщи, ее стратиграфических аналогов (кыджимитской толщи, чининской свиты) и более молодой береинской толщи, мы обозначили три временных интервала структурного развития территории. В конце мела – эоцене произошло заложение осевой Еравна-Ингурской полосы впадин Селенгино-Витимского прогиба. В олигоцене и раннем миоцене наметилась структурная перестройка, повлекшая за собой активизацию субмеридиональной Еравна-Кулариктинской полосы впадин. Затем, начиная с рубежа раннего и среднего миоцена, проявилась активность Витимо-Удоканской зоны трансенсии в морфоструктуре Витимского плоскогорья.

Мы предполагаем, что выявленное пространственно-временное развитие осадконакопления и вулканизма Западного Забайкалья отразило сначала мел-палеогеновое термальное воздействие на литосферу первичной Западно-Забайкальской расплавной аномалии переходного слоя с образованием Селенгино-Витимского прогиба, а затем воздействие на литосферу вторичной Витимской расплавной аномалии верхней мантии с обособлением Витимского плоскогорья.

Работы выполнены в рамках госзаданий по проекту Института земной коры СО РАН № 0346-2016-0005 и геологического факультета ИГУ с частичной поддержкой грантом РФФИ № 18-35-00417 мол_a.

Список литературы

Биостратиграфия и условия формирования миоценовой толщи Джилдиндинской впадины Западного Забайкалья / Г. П. Черняева [и др.] // Геология и геофизика. 2006. Т. 48, № 4. С. 460–471.

Ендрихинский А. С. Миоценовые озерные отложения Витимского плоскогорья // Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, 1969. Ч. 4. С. 68–75.

Континентальный верхний мезозой Прибайкалья и Забайкалья / В. М. Скобло [и др.]. Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2001. 332 с.

Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М. : Наука, 1968. 247 с. (Труды Геологического института, вып. 187).

Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 5. С. 391–406.

О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне / И. В. Ащепков [и др.] // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1162–1190.

О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья / Д.-Д. Б. Базаров [и др.] // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. Улан-Удэ : Бурят. филиал СО АН СССР, 1984. С. 67–88.

Резанов И. Н. Палеогеновый этап тектонического развития Еравнинского прогиба // Вопр. геологии кайнозоя Прибайкалья и Забайкалья. Улан-Удэ : Бурят. кн. изд-во, 1991. С. 3–12.

Флоренсов Н. А., Олюнин В. Н. Рельеф и геологическое строение // Предбайкалье и Забайкалье. М. : Наука, 1965. С. 23–90.

Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region – the nature of the garnet spinel peridotite transition zone in the continental mantle / D. A. Ionov [et al.] // Journal of Petrology. 1993. N 34. P. 1141–1175.

Glaser S. M., Foley S. F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // Lithos. 1999. Vol. 48. P. 263–285.

Goncharov A. G., Ionov D. A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. N 164. P. 731–745. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z>.

Ionov D. A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia // Chemical Geology. 2005. N 217. P. 41–75.

Litasov K. D., Foley S. F., Litasov Yu. D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt // Lithos. 2000. N 54. P. 83–114.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series N 5. Sendai: Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 2002. 221 p.

Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia / M. Usoltseva [et al.] // Plant Ecology and Evolution. 2010. Vol. 143, N 3. P. 352–364. doi: 10.5091/plecevo.2010.410

Origin of melting anomalies in the Japan–Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension / I. Chuvashova [et al.] // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. Vol. 8, N 3. P. 435–440.

From the Selenga-Vitim Downwarp to the Vitim Plateau: Cenozoic Sedimentation and Volcanism

I. S. Chuvashova

*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk
Irkutsk State University, Irkutsk*

A. Hassan, A. Al Hamoud, S. N. Kovalenko

Irkutsk State University, Irkutsk

N. A. Rudneva

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk

S. V. Rasskazov

*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk
Irkutsk State University, Irkutsk*

Abstract. We consider the stratigraphy of sedimentary and volcanosedimentary complexes of Western Transbaikal, where accumulation of the Mokhey and Irenga Formations, deposited in the late Cretaceous-Eocene, was followed with the Oligocene-Lower Miocene Kularikta and Sosnovoozersk Formations and then with the Mid-Miocene through Quaternary units: Dzhilinda Formation, Khoygot Formation, its stratigraphic counterparts (Kyzhimit and China Formations) and with the younger Bereya one. From distribution of sediments and volcanic rocks, we define three time intervals of the area structural development. At the end of the Cretaceous through Eocene, the Eravna-Ingur bend of basins was formed along an axis of the Selenga-Vitim downwarp. In the Oligocene – Early Miocene, a structural reorganization took place that provided reactivation of the north-south Eravna-Kularikta band of basins. Since the early-middle Miocene boundary, the Vitim-Udokan zone of transtension in the Vitim Plateau became active. We propose that the found spatial-temporal distribution of sedimentation and volcanism in Western Transbaikal reflected first the Cretaceous-Paleogene thermal impact on the lithosphere of the primary West Transbaikalian transition layer melting anomaly, resulted in formation of the Selenga-Vitim downwarp, and afterwards the Miocene-Quaternary thermal impact on the lithosphere of the secondary Vitim upper mantle melting anomaly, provided the development of the Vitim Plateau morphostructure.

Keywords: Cenozoic, Siberia, stratigraphy, volcanism, sedimentation, transtension.

For citation: Chuvashova I.S., Hassan A., Al Hamoud A., Kovalenko S.N., Rudneva N.A., Rasskazov S.V. From the Selenga-Vitim Downwarp to the Vitim Plateau: Cenozoic Sedimentation and Volcanism. *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2019, vol. 27, pp. 138-153. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.138> (in Russian)

References

- Chernyaeva G.P. [et al.]. *Biostratigrafiya i usloviya formirovaniya miotsenovoy tolschi Dzhilindinskoy vpadiny Zapadnogo Zabaykalya* [Biostratigraphy and conditions for the formation of the Miocene sequence of the Jilinda depression of the Western Transbaikalia]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2006, vol. 48, no. 4, pp. 460-471. (in Russian)
- Endrikhinsky A.S. *Miotsenovyye ozernyye otlozheniya Vitimskogo ploskogorya* [Miocene Lake Deposits of the Vitim Plateau]. *Voprosy geologii Pribaykalya i Zabaykalya* [Issues of Geology of the Baikal and Transbaikalia]. Chita, 1969, part 4, pp. 68-75. (in Russian)
- Skoblo V.M. [et al.]. *Kontinentalnyiy verhniy mezozoy Pribaykalya i Zabaykalya* [Continental Upper Mesozoic of the Baikal and Transbaikalia]. Novosibirsk, SB RAS Publ., 2001, 332 p. (in Russian)

Lamakin V.V. Neotektonika Baykalskoy vpadiny [Neotectonics of the Baikal Basin]. Moscow, Science Publ., 1968, 247 p. (Proceedings of the Geological Institute, issue 187) (in Russian)

Logachev N.A. *Istoriya i geodinamika Baykalskogo rifta* [History and geodynamics of the Baikal rift]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2003, vol. 44, no. 5, pp. 391-406. (in Russian)

Ashchepkov I.V. [et al.]. *O vozraste ksenolitsoderzhaschih bazaltov i mantiynoy evolyutsii v Baykalskoy riftovoy zone* [On the age of xenolith-containing basalts and mantle evolution in the Baikal rift zone]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 2003, vol. 44, no. 11, pp. 1162-1190. (in Russian)

Bazarov D.-D.B. [et al.]. *O stratigrafii i palinokompleksah rannekaynozoysskih otlozheniy Vitimskogo ploskogorya* [On the stratigraphy and palynocomplexes of the early Cenozoic deposits of the Vitim plateau]. *Morfostruktura i stratigrafiya kaynozoysskih otlozheniy Pribaykalya. Ulan-Ude: Buryatskiy filial SO AN SSSR* [Morphostructure and stratigraphy of the Cenozoic sediments of the Baikal region. Ulan-Ude: Buryat Branch of the USSR Academy of Sciences], 1984, pp. 67-88. (in Russian)

Rezanov I.N. *Paleogenovyyiy etap tektonicheskogo razvitiya Eravninskogo progiba* [The Paleogene Stage of the Tectonic Development of the Eravna Trough]. *Voprosyi geologii kaynozoya Pribaykalya i Zabaykalya* [Questions of the Geology of the Cenozoic of the Baikal and Transbaikalia]. Ulan-Ude, Buryat. Prince Publ., 1991, pp. 3-12. (in Russian)

Florensov N.A., Olyunin V.N. *Relief i geologicheskoe stroenie* [Relief and geological structure]. *Predbaykale i Zabaykale*. [Pre-Baikalia and Trans-Baikalia]. Moscow, Nauka Publ., 1965, pp. 23-90. (in Russian)

Ionov D.A. [et al.] Garnet peridotite xenoliths from the Vitim Volcanic Field, Baikal Region – the nature of the garnet spinel peridotite transition zone in the continental mantle. *Journal of Petrology*, 1993, no. 34, pp. 1141-1175.

Glaser S.M., Foley S.F., Günter D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 1999, vol. 48, pp. 263-285.

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2012, no. 164, pp. 731-745. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0767-z>.

Ionov D.A., Ashchepkov I., Jagoutz E. The provenance of fertile off-craton lithospheric mantle: Sr–Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia. *Chemical Geology*, 2005, no. 217, pp. 41-75.

Litasov K.D., Foley S.F., Litasov Yu.D. Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt. *Lithos*, 2000, no. 54, pp. 83-114.

Litasov K., Taniguchi H. Mantle evolution beneath the Baikal Rift. CNEAS Monograph Series N 5. Sendai, Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 2002, 221 p.

Usoltseva M. [et al.]. Morphology of Actinocyclus and Lobodiscus species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia. *Plant Ecology and Evolution*, 2010, vol. 143, no. 3, pp. 352-364. doi: 10.5091/plecevo.2010.410

Chuvashova I. [et al.] Origin of melting anomalies in the Japan-Baikal corridor of Asia at the latest geodynamic stage: evolution from the mantle transition layer and generation by lithospheric transtension. *Geodynamics & Tectonophysics*, 2017, vol. 8, no. 3, pp. 435-440.

Чувашова Ирина Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук,
старший научный сотрудник
Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск, Лермонтова, 128
доцент
Иркутский государственный университет

Chuvashova Irina Sergeevna

Candidate of Sciences (Geology and Mineralogy), Senior Research Scientist
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
Associate Professor

*Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
тел.: (3952) 51-16-59
e-mail: chuvashova@crust.irk.ru*

*Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,
Russian Federation
tel.: (3952) 51-16-59
e-mail: chuvashova@crust.irk.ru*

Хассан Абдулмонем
аспирант
*Иркутский государственный университет
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
e-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com*

Hassan Abdulmonem
Graduate Student
*Irkutsk State University
1, K. Marks st., Irkutsk, 664003,
Russian Federation
e-mail: abdulmonemhassan86@gmail.com*

Аль Хамуд Аднан
аспирант
*Иркутский государственный университет
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
e-mail: hamoudadnan04@gmail.com*

Al Hamoud Adnan
Graduate Student
*Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,
Russian Federation
e-mail: hamoudadnan04@gmail.com*

Коваленко Сергей Николаевич
кандидат геолого-минералогических наук,
доцент
*Иркутский государственный университет
Россия, 664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1
тел.: (3952) 24-32-80
e-mail: igrug@mail.ru*

Kovalenko Sergei Nikolaevich
Candidate of Sciences (Geology and
Mineralogy), Associate Professor
*Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,
Russian Federation
tel.: (3952) 24-32-80
e-mail: igrug@mail.ru*

Руднева Надежда Анатольевна
аспирант
*Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск, Лермонтова, 128
тел.: (3952) 51-16-59
e-mail: rudneva@crust.irk.ru*

Rudneva Nadezhda Anatolyevna
Graduate Student
*Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
tel.: (3952) 51-16-59
e-mail: rudneva@crust.irk.ru*

Рассказов Сергей Васильевич
доктор геолого-минералогических наук,
профессор, заведующий, лаборатория
изотопии и геохронологии
*Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск, Лермонтова, 128
заведующий, кафедра динамической геологии
Иркутский государственный университет
Россия, 664003, г. Иркутск, К. Маркса, 1
тел.: (3952) 51-16-59
e-mail: rassk@crust.irk.ru*

Rasskazov Sergei Vasilyevich
Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy),
Professor, Head, Laboratory of Isotopic and
Geochronological Studies
*Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
Head of Dynamic Geology Chair
Irkutsk State University
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003,
Russian Federation
tel.: (3952) 51-16-59
e-mail: rassk@crust.irk.ru*