

ОБЗОРЫ

УДК 551.242

ИДЕЯ СУБДУКЦИИ СПРЕДИНГОВОГО ХРЕБТА ИЗАНАГИ-ТИХООКЕАНСКАЯ: НЕКОТОРЫЕ КОНТРАРГУМЕНТЫ**Кемкин И.В.***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, e-mail: kemkin@fegi.ru*

В статье приводится краткий исторический обзор аргументации идеи субдукции спредингового хребта, разделявшего океанические плиты Палеотихоокеанская (Изанаги) и Тихоокеанская, под восточную окраину Палеоазиатского континента. На основе убедительных геологических материалов показано, что постоянное привлечение новых аргументов в поддержку означенной идеи обусловлено несостоятельностью ранее приведенных доводов, которые приходят в противоречие с вновь получаемыми геологическими данными. Анализ имеющихся литологических, биостратиграфических, структурных и геохронологических данных по аккреционным комплексам, слагающим пояс Шиманто юго-западной части Внешней зоны Японии, а также изотопно-геохронологические, петро- и геохимические характеристики магматических образований Сихотэ-Алиня, северо-восточного Китая, юго-восточной Кореи и юго-западной части Внутренней зоны Японии, составивших 15 млн лет назад (в досреднемиоценовое время) единую Палеоазиатскую восточную окраину, не подтверждают наличие стратиграфического перерыва (на рубеже мела и палеоцена) и отсутствие магматической активности (в интервале палеоцен – ранний эоцен), используемых в последнее время в качестве основных аргументов субдукции спредингового хребта Палеотихоокеанская (Изанаги) – Тихоокеанская в раннем палеогене. Совокупность структурных и геологических данных позднемеловых и палеогеновых аккреционных образований пояса Шиманто, а также палеоценовых и эоценовых эпиконтинентальных структурно-вещественных комплексов Сихотэ-Алиня, Сахалина и Хоккайдо указывает как минимум на двукратную структурную перестройку на Палеоазиатской окраине (на рубеже позднего мела и палеоцена и позднего палеоцена и раннего эоцена), что связано, вероятно, со сменой режима субдукции океанической плиты ее трансформным скольжением и, снова, режимом субдукции.

Ключевые слова: Палеоазиатский континент, субдукция спредингового хребта, трансформная граница, палеоцен.

THE IDEA OF THE IZANAGI-PACIFIC SPREADING RIDGE SUBDUCTION: SOME COUNTERARGUMENTS**Kemkin I.V.***Far Eastern Geological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, e-mail: kemkin@fegi.ru*

The article provides a brief historical overview of argumentation of the idea of subduction under the Paleo-Asian continent eastern margin of the spreading ridge separating the Paleo-Pacific (Izanagi) and Pacific oceanic plates. Based on convincing geological data, it is shown that the constant attraction of new arguments in support of the indicated idea is due to the inconsistency of the previously proposed ones, which contradict the newly obtained geological data. Analysis of the available lithological-biostratigraphic, structural and geochronological data on the accretionary formations of the Shimanto Belt in the southwestern part of the Outer Zone of Japan, as well as petro- and geochemical and isotope-geochronological characteristics of magmatic formations in the Sikhote-Alin, northeastern China, southeastern Korea and the southwestern part of the Inner zones of Japan, which 15 Ma ago (in the pre-Middle Miocene period) constituted a single Paleo-Asian eastern margin, do not confirm the presence of stratigraphic gap (at the Cretaceous-Paleogene boundary) and magmatic hiatus (during Paleocene- Early Eocene), which have recently been used as the main arguments for the subduction of the Pacific-Izanagi spreading ridge in the early Paleogene. The totality of structural and geological data of the Late Cretaceous and Paleogene accretionary formations of the Shimanto Belt, as well as the Paleocene-Eocene epicontinental structural-material complexes of the Sikhote-Alin, Sakhalin, and Hokkaido indicates, at least, a two-fold structural rearrangement at the Paleo-Asian eastern margin (at the boundary between the Late Cretaceous and Early Paleocene and Late Paleocene and Early Eocene), which is probably associated with the change of the subduction regime of the oceanic plate by its transform sliding and, again, the subduction regime.

Keywords: Paleo-Asian continent, subduction of spreading ridge, transform boundary, Paleocene

В последнее время Тихоокеанская окраина Азии привлекает большое внимание исследователей как потенциальный источник разнообразной геологической информации, используемой для решения различных задач, включая, например, разработку моделей геодинамической эволюции Палеоазиатского континента в мезо-

кайнозой или выяснение причин изменения кинематики относительного движения Тихоокеанских плит. Вместе с тем в предлагаемых палеогеодинамических моделях для такой огромной территории исследователи в своем большинстве оперируют материалами по отдельным регионам Восточной Азии – Япония, Корея или се-

веро-восточный Китай – без взаимного сопоставления и анализа данных. При этом материалы по юго-восточной части России (Сихотэ-Алиньский орогенный пояс), составлявшей в досреднемиоценовое время вместе с упомянутыми выше территориями единую (рисунок) восточную окраину Палеоазиатского континента [1; 2], практически не используются. На это есть ряд как объективных, так и субъективных причин. Например, для мел-палеогеновых магматических образований это, прежде всего, связано с плохой освещенностью материала: изотопно-геохимические и геохронологические данные по этому региону имеют весьма ограниченный и разрозненный характер, что часто приводит к абстрактным выводам о специфике проявлений магматической деятельности. Использование неполных и не вполне достоверных данных по сопредельным территориям приводит к развитию неправильных представлений и о наличии перерывов в проявлении магматизма, в частности, в отдельные периоды раннего палеогена на всей восточной окраине Палеоазиатского континента [3–5]. Очевидно, что упомянутые исследователи основывают свои выводы на материалах по Японскому архипелагу, но распространяют их на всю азиатскую окраину, связывая с глобальными геодинамическими перестройками в ее пределах. Однако трудно представить, что последствия геодинамической реорганизации на континентальной окраине проявились только в пределах отдельного ее участка, поскольку соответствующие по времени предполагаемому магматическому перерыву в Японии продукты палеоценового этапа магматизма широко развиты на территории Сихотэ-Алиня и несут ярко выраженные минералогические и геохимические признаки магматических пород А-типа [6; 7].

Вместе с тем неверно интерпретированная этапность магматической деятельности служит причиной дальнейших некорректных выводов о специфике и последовательности геологических событий. Так, наличие предполагаемого временного перерыва в проявлении магматизма на восточной Палеоазиатской окраине используется некоторыми исследователями для реанимирования идеи субдукции спредингового хребта, разделявшего океанические плиты Тихоокеанская и Изаанаги [8; 9].

Главная цель статьи – на основе анализа имеющегося геологического материала по различным регионам Восточной Азии

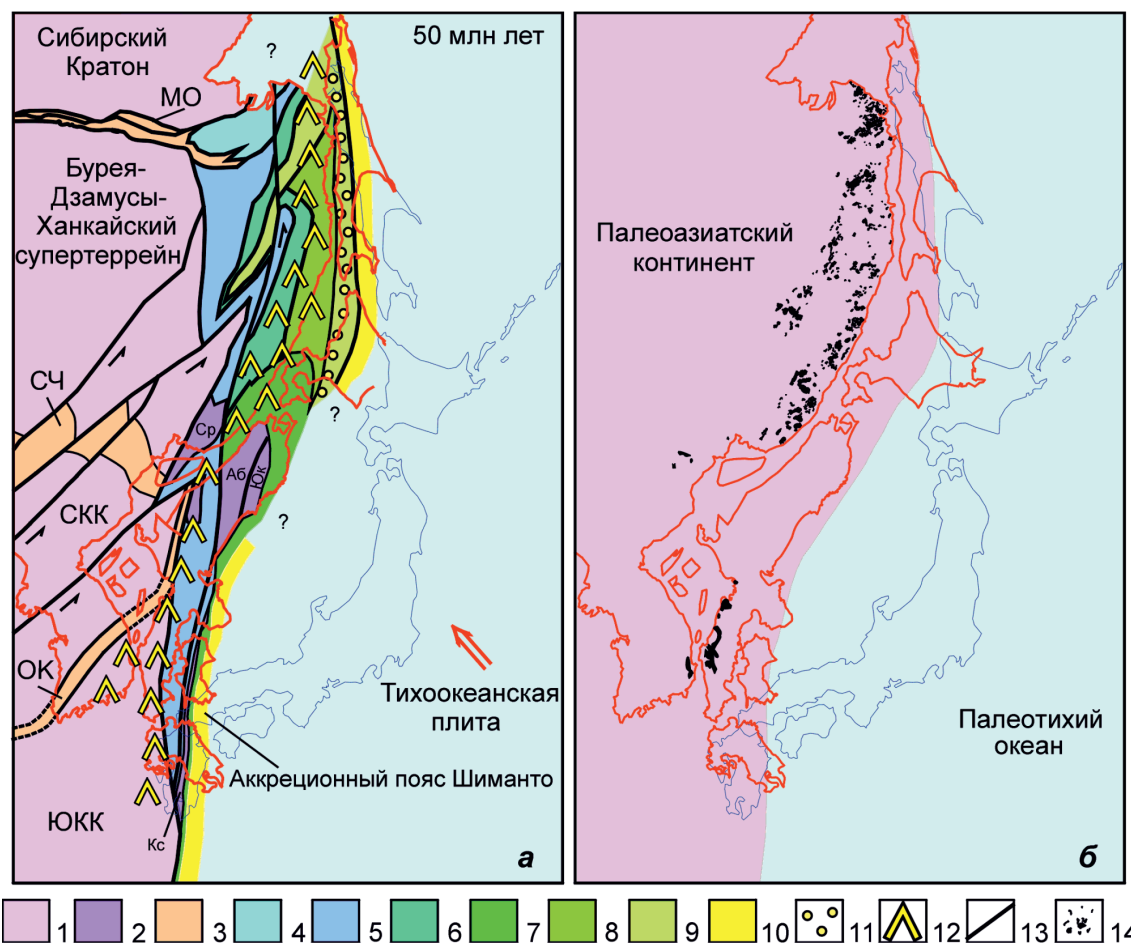
обосновать неправомерность выделения палеоценового стратиграфического перерыва в аккреционных комплексах пояса Шиманто и палеоценового магматического перерыва на восточной Палеоазиатской окраине, используемых в последнее время в качестве основных аргументов субдукции спредингового хребта Тихоокеанская-Изаанаги в раннепалеогеновое время.

Исторический обзор аргументации субдукции спредингового хребта

Идея субдукции спредингового хребта, разделявшего океанические плиты Изаанаги и Тихоокеанская, привлекается в реконструкциях мел-палеогеновой геодинамической истории Тихоокеанской окраины Азии уже более 40 лет. При этом время субдукции хребта и связанные с этим процессом геолого-тектонические события существенно отличаются в разных публикациях. В ранних работах с субдукцией спредингового хребта Тихоокеанская-Изаанаги, которая предполагалась в интервале 90–80 млн лет, связывались большеобъемный кислый (риолитовый) вулканизм на восточной Палеоазиатской окраине и раскрытие задугового бассейна Япономорской впадины [10]. Однако последующими палеомагнитными исследованиями [11] было показано, что раскрытие котловины Японского моря происходило в олигоцен-среднемиоценовое время, а позднемиоценовые кислые вулканы и гранитоиды, имеющие типично надсубдалинско-курильские петро-геохимические характеристики, связаны с субдукцией допозднемиоценовой океанической плиты [12]. В дальнейшем для аргументации субдукции хребта Изаанаги-Тихоокеанская использовались данные по омоложению в восточном направлении (т.е. в сторону конвергентной границы) возраста позднемиоценового гранитоидного магматизма, обусловленного слэб-винду субдуцирующегося хребта [13; 14], а также MORB-типа толеитовых базальтов, ассоциирующих с терригенными породами мелового аккреционного комплекса пояса Шиманто и считавшихся изливавшимися синхронно с накоплением последних [15]. Детальные исследования деформационных структур аккреционных образований позднемиоценовой части Шиманто [16] показали, однако, что все тела толеитовых базальтов, равно как и валанжин-сантонских кремней, известняков и кремнистых аргиллитов, представляют собой разновеликие глыбы среди рассланцованных кампан-мастрихских алевролитов и, следовательно,

интерпретируются как субдукционный меланж. Омоложение возраста позднемелового гранитоидного магматизма объяснялось продолжительной субдукцией океанической плиты и последовательным перескоком зоны субдукции в сторону океана

по мере наращивания аккреционного клина, поскольку ни магматических, ни тектонических проявлений слэб-виндоу ни в аккреционных образованиях пояса Шиманто, ни в синхронных им отложениях преддугового прогиба не установлено [8; 17].



Палеореконструкция на 50 млн лет (по [2] с дополнениями)

(1) континентальные блоки: докембрийские – Северо-Китайский (СКК), Южно-Китайский (ЮКК) и Сибирский кратоны; кембрий-раннеордовикские – Буря-Дзамусы-Ханкайский супертеррейн; (2) перемещенные фрагменты Южно-Китайского кратона: террейны Сергеевский (Ср), Южный Китаками (Юк), Абукума (Аб) и Куросегава (Кс); (3) пермско-триасовые коллизионные орогенные пояса: Монголо-Охотский (МО), Солонкер-Чхонгиенский (СЧ), Оччонский (ОК); (4) юрский турбидитовый бассейн: Ульбанский террейн; (5) юрская аккреционная призма: террейны Самаркинский, Наданьхада-Бикинский, Хабаровский, Баджалский, Мино, Тамба, Ашио, Риоке, юрская часть террейна Санбагава и Северный Чичибу; (6) раннемеловой турбидитовый бассейн: Журавлевско-Амурский террейн; (7) позднеюрско-раннемеловая аккреционная призма: террейны Таухинский, Ошима, Северный Китаками, Южный Чичибу и Рюкю; (8) аккрецированная готерив-альбская островная дуга: террейны Кемский, Камышовый, Шмидтовский, Монерон и Ребун-Кабато; (9) готерив-альбская аккреционная призма: террейны Киселевско-Маноминский, Анива-Гомонский, Западный Хидака; (10) позднемеловая аккреционная призма: террейны Набильский, Восточный Хидака и Шиманто; (11) позднемеловой преддуговой бассейн: террейны Западно-Сахалинский, Сорачи-Ёзо и Идзуми; (12) позднемеловая вулканическая дуга (Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканогенный пояс); (13) сдвиги; (14) палеоценовые магматические породы.

Другая группа исследователей [18–20] определяет время субдукции хребта Изанаги-Тихоокеанская в интервале 60–50 млн лет и связывает с этим процессом глобальную эоценовую реорганизацию движения не только тихоокеанских океанических плит (например, изгиб ориентировки оси Императорско-Гавайского хребта), но и плит южно-индийского океана (например, прекращение спрединга в Тасмановом море и изменение направления дрейфа Австралийской плиты с С-З на С). Такие умозаключения сделаны ими на основе моделирования сети древних (от 140 млн лет) линейных магнитных аномалий, используя принцип симметричности спрединга и данные по сохранившимся, но многократно фрагментированным изохронам магнитных аномалий в пределах современной северо-западной Пацифики, положению современных срединно-океанических хребтов, их ориентировке относительно континентальных окраин, а также интерпретации современной структуры мантии под восточной окраиной Азии по данным сейсмотомографии. По мнению упомянутых исследователей, субдукция спредингового хребта сопровождалась раскрытием слэб-виндоу под восточной Палеоазиатской окраиной на всем протяжении Японского желоба и отрывом слэба плиты Изанаги, что явилось причиной разворота вектора относительного движения Тихоокеанской плиты на 44° против часовой стрелки, повлекшего, в свою очередь, глобальную реорганизацию направлений движения других сопряженных океанических плит. В качестве геологических доказательств приводятся ссылки на структурные и палеотемпературные данные [12; 21], указывающие на низкоградный ($225\text{--}315^\circ\text{C}$) метаморфизм эоцен-олигоценых аккреционных образований кайнозойской части пояса Шиманто. Однако в многочисленных работах японских геологов [12; 16] показано, что пик низкотемпературного метаморфизма приходится на 48 млн лет (для поздне меловой части Шиманто) и 40 млн лет (для палеогеновой) и обусловлен субдукцией молодой горячей океанической плиты (Филиппинской), а не спредингового хребта. Кроме того, субдукция спредингового хребта, который топографически существенно выше прилегающих к нему участков океанического дна, перекрытого толщей пелагических и гемипелагических осадков, предполагает наличие в аккреционной призме не только фрагментов осадочного чехла океанической плиты, но и значительного

количества тектонических пластин толеитовых базальтов (фрагментов этого хребта). Вместе с тем палеогеновый аккреционный комплекс пояса Шиманто характеризуется незначительным присутствием пластин базальтов, даже по сравнению с поздне меловым аккреционным комплексом Шиманто, формировавшимся в ходе субдукции океанической плиты без сколько-нибудь существенных подводных гор и хребтов [12; 22].

В работе Раймбурга с соавторами [17] время субдукции хребта Изанаги-Тихоокеанская предполагается уже в интервале 48–43 млн лет, что почти на 40 млн лет позже, чем предлагалось первоначально [10]. Такое заключение основано на анализе и сопоставлении последовательности проявления пластичных и хрупких деформаций в палеогеновой и меловой частях аккреционного пояса Шиманто на о. Кюсю. При этом наличие хрупких и хрупко-пластичных деформаций в меловых и в палеогеновых аккреционных образованиях, проявленных в виде многочисленных надвигов и асимметричной до изоклиальной складчатости, связывается с субдукцией океанической плиты, а наличие метаморфической сланцеватости в терригенных породах основания меловой части аккреционного комплекса, ограниченной зоной надвига Нобеока, разделяющего меловую и кайнозойскую части пояса Шиманто, приписывается субдукции спредингового хребта. Однако метаморфическая сланцеватость явление достаточно широко известное при динамометаморфических процессах, реализующихся при относительных движениях блоков пород. В этой связи наличие метаморфической сланцеватости в приконтактной части висячего блока надвига Нобеока может быть результатом метаморфизма низких температур и высоких давлений, обусловленного пододвиганием более молодых порций океанической плиты под древние.

В недавно предложенных версиях субдукции спредингового хребта Изанаги-Тихоокеанская основная линия доказательств строится на представлениях о наличии стратиграфического (возрастного) перерыва в аккреционных образованиях пояса Шиманто в палеоцене, структурного несогласия в отложениях раннекайнозойских преддуговых бассейнов в интервале палеоцен – ранний эоцен и магматического перерыва в среднем палеоцене – раннем эоцене [8] или раннем – среднем эоцене [9]. Пояс Шиманто юго-западной Японии является классическим примером древней

аккреционной призмы, сформировавшейся в течение позднего мел-миоценового времени в ходе, как считается, непрерывной субдукции океанической коры [12; 22; 23]. Он состоит из многократно чередующихся тектоно-стратиграфических слайсов, разделенных пологими надвигами и состоящих из когерентных и меланжированных фрагментов осадочного чехла и базальтового слоя океанической коры [22 и ссылки в ней]. На основании микрофаунистических данных (радиолярии, фораминиферы) террейн Шиманто разделен на два субтеррейна: меловой и кайнозойский. Границей между ними считается крупный надвиг, именуемый как тектоническая линия Нобеока на о. Кюсю, или Аки – на о. Сикоку, или Гобо-Хаги – на п-ве Кии о. Хонсю. Базирующиеся на палеонтологических датировках традиционные представления таковы, что самым молодым возрастом для меловой части пояса Шиманто считается маастрихт, а самый древний возраст для кайнозойской части – ранний эоцен, что и лежит в основе мнения о стратиграфическом (возрастном) перерыве в формировании этого аккреционного комплекса. Одна группа исследователей [23] связывает данный перерыв с тектонической эрозией в ходе субдукции топографически возвышающихся объектов на океанической плите (например, подводные горы), другая объясняет подслаиванием и погружением на глубину большую, чем ныне обнажено эрозионным срезом более молодых участков океанической плиты в ходе продолжительной субдукции [24]. Вместе с тем имеется достаточное количество публикаций, указывающих на палеоценовый возраст самых структурно нижних тектоно-стратиграфических единиц меловой части комплекса Шиманто [25–27]. Например, на о. Сикоку в районе Китагава-Умаджи самый нижний структурный уровень меловой части аккреционного пояса Шиманто, слагающий висячий блок надвига Аки, представлен тектоно-стратиграфическим комплексом Маги [26; 28]. Верхняя часть комплекса сложена меланжем (глыбы и обломки базальтов, кремней, песчаников в рассланцованном алевролитовом матриксе), а нижняя переслаиванием филитовидных сланцев (по алевролитам) и песчаников. Палеонтологические данные указывают на кампан-маастрихский возраст матрикса меланжа. Однако результаты U-Pb датирования детритовых цирконов свидетельствуют о ранне-сред-

непалеоценовом возрасте меланжевых и когерентных отложений комплекса Маги. Самый молодой кластер цирконов из матрикса меланжа имеет значения 62.7 ± 1.7 , а из песчаников нижней части комплекса – 62.0 ± 1.3 млн лет [26].

Аналогичные возрастные данные получены для комплекса Маги и на восточном побережье о. Сикоку [25], где он представлен пакетом шестикратно повторяющихся тектонических пластин, сложенных рассланцованными черными алевролитами с горизонтами хаотических образований (меланж, содержащий глыбы и блоки кремнистых аргиллитов, кремней, базальтов, песчаников) и прослоями кислых туфов. Результаты U-Pb датирования цирконов из прослоев туфов имеют значения 66.2 ± 3.5 – 76.2 ± 2.4 млн лет для верхних пластин и 57.9 ± 2.9 – 63.5 ± 3.8 млн лет для нижних.

На полуострове Кии кайнозойская часть пояса Шиманто (Хикигава пояс) включает аккреционный комплекс Муру и залегающий на нем комплекс Отонашигава, границей между которыми служит надвиг Тикатсую [27]. Возраст аккреционных образований, определенный по фауне радиолярий, установлен как палеоцен – ранний эоцен для комплекса Отонашигава и средний эоцен – ранний миоцен для комплекса Муру. Структурно самая верхняя часть пояса Хикигава представлена комплексом Ньюокава, охарактеризованным позднемеловыми радиоляриями [29]. Следует также отметить, что по совокупности литолого-стратиграфических, структурных и палеонтологических (палеоценовый возраст) данных комплекс Отонашигава сопоставляется с комплексом Маги на о. Сикоку, слагающим самую структурно нижнюю часть мелового аккреционного пояса Шиманто [8].

Таким образом, приведенные выше данные показывают отсутствие сколько-нибудь существенного возрастного перерыва в терригенных образованиях комплекса Шиманто, хотя разрезы непрерывных поздних мел-палеоценовых последовательностей в виду чешуйчато-надвигового строения всего пояса Шиманто крайне редки.

Анализ имеющихся данных по магматизму также не подтверждает наличие и магматического перерыва в палеоцене. Несмотря на существующее мнение о значительном сокращении надсубдукционного магматизма в раннем палеоцене Японии [3; 4], палеоценовые вулканно-плутонические образования достаточно широко раз-

виты в северо-западной части Внутренней зоны Японии, в юго-восточной части Китая и Корейского полуострова, а также в Сихотэ-Алине, которые все вместе еще 17 млн лет назад составляли единую восточную окраину Палеоазиатского континента (рисунок, а, б).

Палеоценовый магматизм Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий

Палеоценовые магматические образования, по данным геологического картирования, широко распространены на территории Сихотэ-Алиня (рисунок, б). В то же время прецизионные изотопно-геохимические и геохронологические данные по этому региону, цитируемые в зарубежной литературе [30–32], имеют весьма ограниченный и разрозненный характер. В таблице приведены доступные литературные данные по геохронологии палеоценовых магматических пород. Они представлены риодацит-риолитовым и лейкогранитовым комплексами. Риодацит-риолитовый комплекс объединяет вулканические, экструзивные и жерловые образования кислого и умереннокислого состава, выполняющие многочисленные вулканно-тектонические депрессии и кальдеры проседания. Размер отдельных из них, с учетом эрозионного вреза до уровня близповерхностных магматических камер, достигает 40x20 км.

Фациальное разнообразие пирокластических пород определяется различными стадиями эксплозивного процесса игнимбритообразования. В игнимбритах и объемных телах вулканических стекол риодацит-риолитового состава широко распространены кварц, альбит-олигоклаз, санидин, феррогиперстен, феррогеденбергит, ферроавгит, биотит и фаялит. Акцессории – ортит, ильменит, циркон, апатит, самородное железо и когенит (Fe_3C), что предполагает крайне восстановленный состав исходных расплавов [33].

Гранитоиды, генетически связанные с вулканидами, представлены пластообразными телами, залегающими между лавовыми потоками, и дайками, выполняющими кольцевые и радиальные разломы в пределах вулканических впадин. Почти все интрузии приурочены к субвулканическим эндоконтактовым зонам и представлены порфиристыми разностями с плохо раскристаллизованной фельзитовой или сферолитовой основной массой. В основном это щелочно-полевошпатовые граниты и лейкограниты, реже эгирин-рибекитовые грани-

ты и кварцевые сиениты. Первые два типа содержат вкрапленники, состоящие из олигоклаза (модальное содержание до 40%), кварца, пертитового полевого шпата и гиперстена и реже магнетита, авгита, роговой обманки и биотита. Эгирин-рибекитские граниты представляют собой мелкозернистые, порфиристые или пегматитовые породы, содержащие различные пропорции кварца, щелочного полевого шпата, альбита, эгирина и рибекита. Акцессории – преимущественно циркон, ксенотим и бастназит, реже – колумбит, чевкинит или ортит.

Геохимические данные свидетельствуют, что палеоценовые магматические породы на территории Сихотэ-Алиня представлены кремнекислыми образованиями. Содержание SiO_2 обычно 65–75 wt.%, достигая в отдельных образцах 82 wt.%. Для них характерны высокие содержания щелочей (K_2O+Na_2O от 6.8–10.5 wt.%) и крайне низкие концентрации CaO и MgO , что находит свое отражение в их высококалийных, высокоглиноземистых, агапитовых и железистых составах. Характерны широкие вариации концентраций щелочных и щелочноземельных элементов (K, Rb, Cs, Sr и Ba), повышенные – для высокозарядных (Zr, Nb, Ga и Y) и редкоземельных элементов (за исключением Eu). Рассчитанные величины T_{Zr} более 800 °C, что позволяет предположить высокотемпературный характер исходных расплавов. На многокомпонентных диаграммах состава пород близки по характеру спектров РЗЭ – незначительное обогащение LREE/HREE (3.5–10.5) при невысоких значениях $(La/Yb)_N$ отношений (0.9 и 2.2–10.6) и отрицательная Eu аномалия. На спайдер-диаграмме нормализованные к примитивной мантии значения имеют отрицательные аномалии по Ba, Sr и Ti и положительные по K, Th, U и Pb , а также отчасти для Ce, Zr и Hf , т.е. имеют типичные характеристики А-геохимического типа магматических пород [7; 34; 35].

В дополнение следует отметить, что аналогичные или близкие по петро-геохимическим характеристикам Сихотэ-Алинским раннепалеогеновые магматические образования широко распространены и на сопредельных территориях. На территории Кореи они картируются вдоль восточного побережья и представлены разновеликими плутонами гранитов и гарнодиоритов А-типа (Yangsan, Daejeonri, Ноам и др.), возраст которых варьирует в пределах 50.8 ± 0.4 – 57.5 ± 0.5 Ma [36; 37].

Возрастные данные палеоценовых магматических пород Сихотэ-Алиня (по [34])

| | Породы | Метод | Местоположение | Млн лет |
|----|-----------------------|-------------|------------------------|--------------|
| 1 | Игнимбрит | Rb-Sr | N44°30'39" E135°21'31" | 59.7 ± 1.6 |
| 2 | Игнимбрит | Rb-Sr | N44°30'55" E135°21'28" | 58.0 ± 3.6 |
| 3 | Игнимбрит | Rb-Sr | N44°31'16" E135°21'08" | 56.3 ± 1.2 |
| 4 | Игнимбрит | Rb-Sr | N44°31'40" E135°21'26" | 54.8 ± 2.6 |
| 5 | Гранит | Rb-Sr | N44°38'24" E135°16'07" | 55.3 ± 2.8 |
| 6 | Перлит | Rb-Sr | N44°32'06" E135°24'23" | 52.9 ± 3.5 |
| 7 | Дацит | U-Pb SHRIMP | N44°31'22" E135°09'56" | 56.60 ± 1.2 |
| 8 | Гранит | U-Pb SHRIMP | N44°31'37" E135°13'27" | 57.83 ± 1.1 |
| 9 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N43°21'51" E134°34'18" | 53.45 ± 0.5 |
| 10 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N43°21'51" E134°34'18" | 52.25 ± 0.43 |
| 11 | Гранит | U-Pb SHRIMP | N43°21'41" E134°34'07" | 50.9 ± 2.8 |
| 12 | Кварцевый монцодиорит | LA-ICP-MS | N44°30'04" E136°10'13" | 56.3 ± 0.7 |
| 13 | Гранит | LA-ICP-MS | N44°29'17" E136°07'29" | 57.1 ± 0.4 |
| 14 | Гранодиорит | U-Pb SHRIMP | N47°16'22" E138°44'52" | 52 |
| 15 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N47°06'31" E138°18'18" | 54.6 |
| 16 | Гранит | U-Pb SHRIMP | N43°56'48" E135°27'08" | 62.1 ± 1.6 |
| 17 | Монцодиорит | U-Pb SHRIMP | N44°31'13" E135°37'09" | 60.45 ± 0.65 |
| 18 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N44°16'29" E134°46'38" | 60.0 ± 0.9 |
| 19 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N43°49'19" E135°16'29" | 55.0 ± 1.3 |
| 20 | Гранит | LA-ICP-MS | N43°44'09" E135°15'56" | 55.7 ± 0.7 |
| 21 | Перлит | LA-ICP-MS | N44°14'58" E135°27'04" | 55.67 ± 0.74 |
| 22 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N44°15'24" E135°26'25" | 57.5 ± 1.5 |
| 23 | Монцодиорит | LA-ICP-MS | N43°43'44" E135°14'24" | 56.0 ± 1.0 |
| 24 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N44°29'39" E135°23'14" | 57.0 ± 1.0 |
| 25 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N45°09'32" E135°20'06" | 58.0 ± 1.0 |
| 26 | Сиеногранит | LA-ICP-MS | N45°06'39" E135°20'33" | 54.1 ± 2.7 |
| 27 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N44°17'10" E135°17'59" | 54.3 ± 2.9 |
| 28 | Риолит | LA-ICP-MS | N45°06'44" E135°02'54" | 58.12 ± 0.16 |
| 29 | Риолит | LA-ICP-MS | N45°04'47" E135°08'23" | 58.62 ± 0.18 |
| 30 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N45°06'15" E135°11'51" | 57.71 ± 0.54 |
| 31 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N45°07'39" E135°02'13" | 59.26 ± 0.12 |
| 32 | Риолит | LA-ICP-MS | N44°49'11" E134°41'53" | 58.14 ± 0.22 |
| 33 | Туф риолита | LA-ICP-MS | N44°49'01" E134°43'25" | 59.03 ± 0.18 |
| 34 | Риолит | LA-ICP-MS | N45°00'36" E135°50'22" | 60.14 ± 0.38 |
| 35 | Риолит | LA-ICP-MS | N44°54'20" E134°42'37" | 60.55 ± 0.10 |
| 36 | Игнимбрит | LA-ICP-MS | N45°05'05" E134°52'12" | 58.75 ± 0.23 |
| 37 | Игнимбрит | LA-ICP-MS | N45°03'08" E134°54'14" | 59.72 ± 0.41 |
| 38 | Риолит | LA-ICP-M | N44°45'12" E134°55'45" | 55.39 ± 0.28 |
| 39 | Монцодиорит | LA-ICP-M | N44°47'21" E135°04'02" | 56.34 ± 0.32 |
| 40 | Гранит | LA-ICP-M | N44°48'33" E135°01'10" | 57.54 ± 0.31 |
| 41 | Туф риолита | LA-ICP-M | N44°44'51" E134°57'46" | 57.16 ± 0.20 |
| 42 | Туф риодацита | LA-ICP-M | N44°45'07" E135°03'52" | 57.76 ± 0.23 |
| 43 | Сиеногранит | LA-ICP-M | N44°49'36" E135°01'09" | 55.91 ± 0.41 |
| 44 | Гранит | LA-ICP-M | N44°51'55" E135°01'22" | 56.49 ± 0.30 |
| 45 | Риолит | LA-ICP-M | N44°50'16" E135°13'17" | 56.56 ± 0.32 |
| 46 | Риолит | LA-ICP-M | N44°49'52" E135°25'37" | 56.79 ± 0.30 |
| 47 | Риолит | LA-ICP-M | N44°51'46" E135°01'16" | 57.21 ± 0.30 |
| 48 | Туф риолита | LA-ICP-M | N44°52'35" E135°04'37" | 56.16 ± 0.21 |
| 49 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N44°10'60" E135°39'60" | 58.4 ± 1.5 |
| 50 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N43°58'60" E134°50'60" | 60.0 ± 2.0 |
| 51 | Игнимбрит | U-Pb SHRIMP | N44°31'60" E135°20'60" | 58.4 ± 1.0 |
| 52 | Туф риолита | U-Pb SHRIMP | N44°30'60" E135°20'60" | 58.0 ± 1.1 |

В прибрежной зоне Южного Китая раннекайнозойские магматические породы представлены риолитами и риолит-дацит-андезитовыми ассоциациями в южных частях провинций Фуцзянь, Маоминг, Гуандун и Хуаю [38]. Их геохимические данные также указывают на принадлежность к А-типу, а U–Pb возраст, определенный методом LA-ICP-MS, находится в узком диапазоне от 55 до 60 млн лет со средним возрастом $59,3 \pm 0,2$ и $56,2 \pm 0,3$ млн лет [38; 39].

Вопреки выводам об отсутствии палеоценовой магматической активности в Японии [3; 4; 9] магматические породы этого периода широко распространены в северо-западной части Внутренней зоны Японии [40–42]. Они представлены гранитоидами, риолитами и игнимбритами, возрастной диапазон которых конец мела – ранний палеоген (68–52 млн лет). Однако отсутствие детальных геохимических данных не позволяет скоррелировать их с каким-либо геохимическим типом и сопоставить с палеоценовыми гранитами Сихотэ-Алиня.

Обсуждение

Отсутствие в Сихотэ-Алине и смежных регионах средне-позднепалеоценовых надсубдукционных магматических образований дает основание предположить прекращение субдукции вдоль восточной Палеоазиатской окраины в раннем палеогене. Подтверждением этому служит и существенно терригенный состав палеоценовых осадочных образований, характеризующихся отсутствием пелагических и гемипелагических отложений. Например, на полуострове Кии палеоценовые отложения (комплекс Отонашигава) представлены пачками переслаивания песчаников и алевролитов, чередующихся с мощными пластами крупнозернистых песчаников и прослоями конгломератов, общей мощностью около 2000 м [27]. На о. Сикоку самая нижняя тектоно-стратиграфическая единица комплекса Маги, содержащая раннепалеоценовые детритовые цирконы, также сложена пачками ритмично переслаивающихся песчаников и алевролитов [26]. В случае продолжающейся субдукции эти разрезы должны были бы включать фрагменты Ocean Plate Stratigraphy Sequences.

С другой стороны, широкое развитие палеоценовых (60.5–53 млн лет) вулканоплутонических комплексов А-типа не позволяет интерпретировать восточную окраину Палеоазиатского континента в раннем палеогене и как пассивную окраину. Таким

образом, из трех возможных вариантов: пассивная окраина, активная субдукционная и активная трансформная, остается последний. Это подтверждается и различиями структурных ансамблей разновозрастных тектоно-стратиграфических комплексов пояса Шиманто, т.е. пространственной ориентировкой деформационных структур слагающих их когерентных и меланжевых образований. В частности, самый молодой (маастрихт-раннепалеоценовый) и самый структурно нижний комплекс меловой части пояса Шиманто на о. Сикоку комплекс Маги, являющийся основанием всячего блока надвига Аки, сложен нормально слоистыми терригенными отложениями и меланжевыми образованиями, смятыми в асимметричные разноамплитудные складки В-С-В ($50\text{--}60^\circ$, в современных координатах) простирания [43 и ссылки в ней]. Данные анализа пространственной геометрии деформационных элементов в катаклазированных терригенных породах и меланже, включающих сколы Риделя (R), вторичные сколы Риделя (P), сопряженные трещины Риделя (R'), трещины отрыва (T), Y-сдвиги, зеркала, борозды и штрихи скольжения, согласно вышеупомянутым авторам, показывают, что деформация пород осуществлялась в условиях простого параллельного слоистости отложений сдвига, обусловленного косою субдукцией.

В отличие от комплекса Маги, в комплексе Муротоханто [Murotohanto subbelt, по 21] или Нахаригавы [Naharigawa Formation, по 26], являющемся самым древним (палеоцен-эоценовым) и самым верхним структурным элементом кайнозойской части пояса Шиманто, непосредственно подстилающим надвиг Аки, установлено два этапа формирования деформационных структур. Первый (ранний), в ходе которого отложения были смяты в асимметричные разноамплитудные складки широтного З-В простирания (в современных координатах), проявлен только в самой северной части комплекса, охарактеризованной палеоценовой микрофауной [21]. В ходе позднего этапа деформаций отложения всего комплекса (и северная часть, и южная, охарактеризованная ранне-среднеэоценовой микрофауной) были смяты в складки С-В простирания. Разница в ориентировке элементов залегания пород составляет порядка 30° , что указывает на разворот против часовой стрелки вектора движения океанической плиты в раннем эоцене и изменение угла конвергенции [21].

Принимая во внимание разницу кинематических режимов формирования деформационных структур самой молодой части мелового Шиманто, палеоценовой и эоценовой частей кайнозойского Шиманто, а также формирование комплекса Маги в условиях косо́й субдукции, есть все основания утверждать, что в интервале времени поздний мел – ранний эоцен Тихоокеанская плита дважды меняла направление движения относительно Палеоазиатской окраины – с северо-западного (косая субдукция) в позднем мелу – раннем палеоцене на субмеридиональное (средний – поздний палеоцен) и снова на северо-западное (ранний эоцен). Этот вывод не противоречит данным по направлениям относительного движения тихоокеанских океанических плит в рассматриваемый временной интервал [44], рассчитанным на основе полосовых магнитных аномалий и фиксированных горячих точек, и предполагает доминирование в палеоцене режима трансформной окраины на востоке Палеоазиатского континента. Следует также отметить, что режим трансформной окраины в палеоцене – раннем эоцене обосновывался и по данным структурно-биостратиграфических исследований кайнозойской части пояса Шиманто (комплекс Хьюга) на о. Кюсю [45].

Смена угла конвергенции океанической плиты фиксируется не только в структурных ансамблях аккреционных образований пояса Шиманто, но и в формировании структурно-вещественных комплексов на самой Палеоазиатской окраине. Согласно данным [46; 47], в палеоцене началось закрытие позднемелового преддугового прогиба, расположенного в пределах современных Западного Сахалина и Хоккайдо, что фиксируется накоплением палеоценовых континентальных грубообломочных отложений с прослоями углей. В Южном Сахалине и поясе Камуикотан (Хоккайдо) позднемеловые аккреционные образования были смяты в эшелонированную систему флексуобразных складок с эксгумацией в палеоцене высокобарических комплексов [47; 48].

Принимая во внимание приведенные геолого-структурные данные, а также то, что палеоценовые вулканические отложения в Сихотэ-Алине залегают с явно выраженным структурным несогласием на позднемеловых магматических комплексах, самый молодой возраст которых, по данным U–Pb (SHRIMP) датирования диоритов, составляет 60.45 ± 0.65 млн лет [35 и ссылки в ней], смена геодинами-

ческого режима субдукционной окраины на восточном крае Палеоазиатского континента на режим трансформной окраины произошла в среднем палеоцене. Это подтверждается и прецизионными геохронологическими данными по цирконам из Сихотэ-Алиньских магматических пород А-типа (таблица). Но уже в раннем эоцене возобновляется режим субдукции, что фиксируется и формированием эоцен-среднемиоценовых аккреционных комплексов, и синхронным им надсубдукционным магматизмом [5]. Такая смена геодинамического режима на Палеоазиатской окраине может быть описана моделью субпараллельной коллизии спредингового хребта, которая приводит к прекращению субдукции, вызывая отмирание спредингового хребта в глубоководном желобе, и формированию крупномасштабных синсдвиговых деформаций континентальной окраины, как это показано на примере калифорнийской трансформной окраины США и Мексики [49], но не исключает и простое трансформное скольжение океанической плиты без каких-либо подводных возвышенностей в результате смены вектора относительного движения, например из-за разности скорости спрединга на разных участках спрединговой системы [50].

Выводы

Анализ структурно-геологических данных позднемеловых и палеогеновых аккреционных образований, а также палеоцен-эоценовых эпиконтинентальных структурно-вещественных комплексов указывает как минимум на двукратную структурную перестройку на Палеоазиатской окраине (на рубеже позднего мела и палеоцена и позднего палеоцена и раннего эоцена), что связано, вероятно, со сменой режима субдукции океанической плиты ее трансформным скольжением и, снова, режимом субдукции.

Широкое развитие среднепалеоцен-раннеэоценовых магматических образований кислого состава на территории Сихотэ-Алиня, юго-восточной части Китая, Корейского полуострова и северо-западной части Внутренней зоны Японии не подтверждает мнение о палеоценовом магматическом перерыве, расцениваемом в качестве аргумента субдукции спредингового хребта Изаанаги-Тихоокеанская. Эти породы характеризуются ярко выраженными минералогическими и геохимическими признаками магматических пород А-типа, резко отлич-

ными от позднемеловых магматических пород I-типа, что предполагает иной, чем субдукция, геодинамический режим на Палеоазиатской окраине в этот период.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ-ГФЕН № 19-55-53008.

Список литературы / References

1. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 120. P. 117–138.
2. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin. *Journal of Geodynamic*. 2016. Vol. 102. P. 202–230.
3. Imaoka T., Kiminami K., Nishida K., Takemoto M., Ikawa T., Itaya T., Kagami H., Iizumi S. K-Ar age and geochemistry of the SW Japan Paleogene cauldron cluster: implications for Eocene-Oligocene thermo-tectonic reactivation. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011. Vol. 40. P. 509–533.
4. Iida K., Iwamori H., Orihashi Y., Park T., Jwa Y.J., Kwon S.T., Danhara T. and Iwano H. Tectonic reconstruction of batholith formation based on the spatiotemporal distribution of Cretaceous-Paleogene granitic rocks in southwestern Japan. *The Island Arc*. 2015. Vol. 24. P. 205–220.
5. Moreno T., Wallis S., Kojima T., Gibbins W. (Eds.). *The Geology of Japan*. Geological Society, London. 2016. 522 p.
6. Grebennikov A.V., Popov V.K. Petrogeochemical Aspects of the Late Cretaceous and Paleogene Ignimbrite Volcanism of East Sikhote-Alin. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2014. Vol. 8. No. 1. P. 38–55.
7. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I., Gonevchuk V.G., Kovalenko S.V. Cretaceous and Paleogene granitoid suites of the Sikhote-Alin area (Far East Russia): geochemistry and tectonic implications. *Lithos*. 2016. Vol. 261. P. 250–261.
8. Kimura G., Kitamura Y., Yamaguchi A., Kameda J., Hashimoto Y., Hamahashi M. Origin of the early Cenozoic belt boundary thrust and Izanagi-Pacific ridge subduction in the western Pacific margin. *The Island Arc*. 2019. Vol. 28. No. 5. P. 1–15, e12320.
9. Wu J.T.-J., Wu J. Izanagi-Pacific ridge subduction revealed by a 56 to 46 Ma magmatic gap along the northeast Asian margin. *Geology*. 2019. Vol. 47. P. 953–957.
10. Uyeda S., Miyashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*. 1974. Vol. 85. P. 1159–1170.
11. Otofujii Y., Matsuda T. Amount of clockwise rotation of Southwest Japan – fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea. *Earth and Planetary Science Letters*. 1987. Vol. 85. P. 289–301.
12. Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Kodama K. The Shimanto Belt in Shikoku, Japan: Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism. *Modern Geology*. 1988. Vol. 12. P. 5–16.
13. Kinoshita O. Migration of igneous activities related to ridge subduction in Southwest Japan and the East Asian continental margin from the Mesozoic to the Paleogene. *Tectonophysics*. 1995. Vol. 245. No. 1. P. 25–35.
14. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura 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.
15. Kiminami K., Miyashita S., Kawabata K. Ridge collision and in situ greenstones in accretionary complexes: An example from the Late Cretaceous Ryukyu Islands and southwest Japan margin. *The Island Arc*. 1994. Vol. 3. No. 2. P. 103–111.
16. Onishi C.T., Kimura G. Change in fabric of mélange in the Shimanto Belt, change in relative convergence? *Tectonics*. 1995. Vol. 14. No. 5. P. 1273–1289.
17. Raimbourg H., Augier R., Famin V., Gadenne L., Palazzin G., Yamaguchi A., Kimura G. Long-term evolution of an accretionary prism: The case study of the Shimanto Belt, Kyushu, Japan. *Tectonics*. 2014. Vol. 33. No. 6. P. 936–959.
18. Whittaker J.M., Müller R.D., Leitchenkov G., Stagg H., Sdrolias M., Gaina C., Goncharov A. Major Australian-Antarctic plate reorganization at Hawaiian-Emperor bend time. *Science*. 2007. Vol. 318. No. 5. P. 83–86.
19. Seton M., Flament N., Whittaker J., Müller R.D., Gurnis M. Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60–50 million years ago. *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42. No. 6. P. 1732–1740.
20. Matthews K.J., Maloney K.T., Zahirovic S., Williams S.E., Seton M., Müller R.D. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*. 2016. Vol. 146. P. 226–250.
21. Lewis J.C., Byrne T.B. Fault kinematics and past plate motions at a convergent plate boundary: Tertiary Shimanto Belt, southwest Japan. *Tectonics*. 2001. Vol. 20. No. 4. P. 548–565.
22. Kimura G., Hashimoto Y., Yamaguchi A., Kitamura Y., Ujii K. Cretaceous–Neogene accretionary units: Shimanto Belt. In T. Moreno, S.R. Wallis, T. Kojima and W. Gibbins (Eds.). *The geology of Japan*. The Geological Society London, England, 2016. P. 125–137.
23. Isozaki Y., Aoki K., Nakama T., Yanai S. New insight into a subduction-related orogen: a reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*. 2010. Vol. 18. P. 82–105.
24. Hamahashi M., Saito S., Kimura G., Yamaguchi A., Fukuchi R., Kameda J., Hamada Y., Kitamura Y., Fujimoto K., Hashimoto Y., Hina S., Eida M. Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismogenic megasplay fault in a subduction zone—An example from the Nobeoka Thrust Drilling Project. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. Vol. 14. No. 12. P. 5354–5370.
25. Shibata T., Orihashi Y., Kimura G., Hashimoto Y. Underplating of mélange evidenced by the depositional ages: U–Pb dating of zircons from the Shimanto accretionary complex, southwest Japan. *The Island Arc*. 2008. Vol. 17. P. 376–393.
26. Hara H., Hara K. Radiolarian and U–Pb zircon dating of Late Cretaceous and Paleogene Shimanto accretionary complexes, Southwest Japan: Temporal variations in provenance and offset across an out-of-sequence thrust. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2019. Vol. 170. P. 29–44.
27. Bessho T. How are the roofing and unroofing processes reflected in sandstone composition?: A case study in the Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwestern Japan. *Journal of the Sedimentological Society of Japan*. 2015. Vol. 74. No. 1. P. 3–20.
28. Hara H., Nakamura Y., Hara K., Kurihara T., Mori H., Iwano H., Danhara T., Sakata S., Hirata T. Detrital zircon multi-chronology, provenance, and low-grade metamorphism of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, eastern Shikoku, Southwest Japan: Tectonic evolution in response to igneous activity within a subduction zone. *The Island Arc*. 2017. Vol. 26. No. 6. e12218.
29. Nakaya S. Reconsideration of the «Nyunokawa Formation» of the Shimanto Belt in the Kii Peninsula, Southwest Japan. *Association of the Geological Collaboration in Japan. Monograph*. 2012. Vol. 59. P. 51–60.
30. Jahn B.-M., Valui G., Kruk N., Gonevchuk V., Usuki M., Wu J.T.J. Emplacement ages, geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic characterization of Mesozoic to early Cenozoic granitoids of the Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian Far East: crustal growth and regional tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2015. Vol. 111. P. 872–918.
31. Tang J., Xu W., Niu Y., Wang F., Ge W., Sorokin A.A., Chekryzhov I.Y. Geochronology and geochemistry of Late Cretaceous–Paleocene granitoids in the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Petrogenesis and implications for the oblique subduction of the paleo-Pacific plate. *Lithos*. 2016. Vol. 266–267. P. 202–212.

32. Zhao P., Jahn B.-M., Xu B. Elemental and Sr-Nd isotopic geochemistry of Cretaceous to Early Paleogene granites and volcanic rocks in the Sikhote-Alin Orogenic Belt (Russian Far East): implications for the regional tectonic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. Vol. 146. P. 383–401.
33. Grebennikov A.V., Shcheka S.A., Karabtsov A.A. Silicate–Metallic Spherules and the Problem of the Ignimbrite Eruption Mechanism: The Yakutinskaya volcanic depression. *Journal of Volcanology and Seismology*. 2012. Vol. 6. No. 4. P. 211–229.
34. Grebennikov A.V., Kasatkin S.A., Fedoseev D.G., Khan-chuk A.I. The Middle Paleocene–Early Eocene (60.5–53.0 Ma) stage of magmatism in the South of the Russian Far East. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2020. Vol. 14. P. 415–420.
35. Grebennikov A.V. A-type granites and related rocks: petrogenesis and classification. *Russian Geology and Geophysics*. 2014. Vol. 55. No. 11. P. 1354–1366.
36. Hwang B.-H., Ernst W.G., Yang K. Two different magma series imply a Palaeogene tectonic transition from contraction to extension in the SE Korean Peninsula. *International Geology Review*. 2012. Vol. 54. No. 11. P. 1284–1295.
37. Cheong C.-S., Yi K., Kim N., Lee T.-H., Lee S.R., Geng J.-Z., Li H.-K. Tracking source materials of Phanerozoic granitoids in South Korea by zircon Hf isotopes. *Terra Nova*. 2013. Vol. 25. P. 228–235.
38. Chen C.-H., Lee C.-Y., Shinjo R. The epilog of the western paleo-Pacific subduction: Inferred from spatial and temporal variations and geochemistry of the Late Cretaceous to Early Cenozoic silicic magmatism in coastal South China. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2016. Vol. 115. P. 520–546.
39. Chen C.-H., Hsieh P.-S., Wang K.-L., Yang H.-J., Lin W., Liang Y.-H., Lee C.-Y., Yang H.-C. Zircon LA-ICPMS U–Pb ages and Hf isotopes of Huayu (Penghu Islands) volcanics in the Taiwan Strait and tectonic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2010. Vol. 37. P. 17–30.
40. Ishihara S., Tani K. Zircon age of granitoids hosting molybdenite-quartz vein deposits in the central Sanin Belt, Southwest Japan. *Resource Geology (Shigenchisus)*. 2013. Vol. 63. P. 11–14.
41. Nishida K., Imaoka T., Kiminami K., Nagamatsu Y., Iizumi S. Marked change of Sr–Nd isotopic compositions of granitoids in Sanin Belt of SW Japan and Gyeongsang Basin of Korea during the latest Cretaceous, and geologic significance. *Journal of the Geological Society of Japan*. 2013. Vol. 119. No. 4. P. 229–248.
42. Koike W., Tsutsumi Y. Zircon U–Pb dating of plutonic rocks at the Tsukuba area, central Japan. *Bulletin of the National Museum of Nature and Science. Series C*. 2018. Vol. 44. P. 1–11.
43. Kimura G., Yamaguchi A., Hojo M., Kitamura Y., Kamada J., Ujiie K., Hamada Y., Hamahashi M., Hina S. Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary. *Tectonophysics*. 2012. Vol. 568–569. P. 25–38.
44. Engebretson D., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin. *Geological Society of America Special Papers*. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
45. Saito M. Rapid evolution of the Eocene accretionary complex (Hyuga Group) of the Shimanto terrane in southeastern Kyushu, southwestern Japan. *The Island Arc*. 2008. Vol. 17. P. 242–260.
46. Gladenkov Yu.B., Bazhenova O.K., Grechin V.I., Margulis L.S., Sal'nikov B.A. *Cenozoic History and Oil-and-Gas-Bearing Potential of Sakhalin*. Moscow: GEOS. 2002. 225 p.
47. Ueda H., Hokkaido. In T. Moreno, S.R. Wallis, T. Kojima and W. Gibbons (Eds.), *The geology of Japan*. The Geological Society London. England. 2016. P. 201–222.
48. Zharov A.E. Accretionary tectonics and geodynamics of southern Sakhalin. *Geotectonics*. 2004. Vol. 38. No. 4. P. 277–293.
49. McCrory P.A., Wilson D.S., Stanley R.G. Continuing evolution of the Pacific–Juan de Fuca–North America slab window system: A trench–ridge–transform example from the Pacific Rim. *Tectonophysics*. 2009. Vol. 464. P. 30–42.
50. Kemkin I.V., Kemkina R.A. Comparative geochemical study of the cherty rocks of the Taukha terrane (Sikhote-Alin) and its paleogeodynamic significance. *Acta Geochimica*. 2020. Vol. 39. No. 4. P. 539–560.