

**АЛЬБ-СЕНОМАНСКИЕ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС И
МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ ТИХООКЕАНСКОЙ АЗИИ**

А.И. Ханчук¹, А.В. Гребенников^{1,2}, В.В. Иванов¹

¹ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр. 100-лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: axanchuk@mail.ru, greandr@hotmail.com

²ФГАОУ Дальневосточный федеральный университет, ул. Суханова 8, г. Владивосток, 690950.

Поступила в редакцию 15 ноября 2018 г.

По итогам анализа геологических данных и обработки 300 результатов прецизионных геохронологических и геохимических определений выделен альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и синхронная этому событию магматическая провинция Тихоокеанской Азии. Орогенный пояс представляет собой новообразованный участок континентальной литосферы, сформированный в результате деформации, главным образом, юрско-раннемеловых эпокеанических террейнов. Магматическая провинция сложена вулканическими и плутоническими комплексами преимущественно альбского возраста, которые в пределах орогенного пояса являются синорогенными, а за его пределами – посторогенными. Магматические породы представлены контрастными типами: гранитоидами (А-, I- и S-типы); адакитами; базальтами и их интрузивными аналогами VAB- и OIB-типа. Орогенный пояс и магматическая провинция сформировались в синдвиговой обстановке трансформной континентальной окраины во временном интервале 110–95 млн лет назад, с пиком орогенеза и магматизма 103–97 млн лет назад, под влиянием горячей астеносферной мантии, внедрившейся через деструктурированные стагнированные слэбы доальбских этапов субдукции. Альб-сеноманский возраст крупных месторождений золота, меди, вольфрама, олова и других металлов предполагает возможность выделения соответствующей металлогенической провинции. Приводятся первые данные о возрасте 100–97 млн лет гранитов месторождения Малмыж в Сихотэ-Алине.

Ключевые слова: орогенный пояс, магматическая провинция, альб, сеноман, геохронология, геохимия, Сихотэ-Алинь, Тихоокеанская Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Образование в позднем мелу единой надсубдукционной тихоокеанской континентальной окраины Азии (Дальний Восток России, Япония, Корея, Юго-Восток Китая, Вьетнам, Борнео и Ява) в результате закрытия океанов: Монголо-Охотского в конце юры и Южно-Аньюйского на границе баррема–апта, и раннемелового орогенеза с образованием новой континентальной коры на границе континент–океан, в настоящее время, не вызывает сомнений [14, 21, 30, 32, 43, 55, 58, 77, 120, 124, 127, 137], что для севера Пацифики подтверждается данными по нижне-среднекоревым ксенолитам [3]. Раннемеловые тектономагматические процессы затронули не только приокеаническую область, но и обширные территории Азиатского континента, на которых сформировались масштабные сдвиги и протяженные вулканические и плутонические комплексы. Причина такого интенсивного текто-

генеза и магматизма является предметом многолетних дискуссий, поскольку время начала формирования позднемеловой тихоокеанской окраины Азии до сих пор определяется неточно: от альба до турона. Внутриплитные характеристики ряда раннемеловых магматических пород инициировали дискуссию и конкуренцию геодинамических моделей. В большинстве реконструкций раннемеловые тектонические и магматические события рассматриваются как результат субдукции палеотихоокеанских плит под континентальную окраину андийского типа [напр., 120, 137] с различными дополнениями, которые используются для объяснения необычного для субдукции состава пород этих комплексов. Предлагаются следующие модели: погружения спредингового хребта [113, 161]; апвеллинга надслэбовой астеносферы в результате воздействия слэбового водного флюида или гидроуглеродного плюма [134]; отката зоны субдукции [144];

апвеллинга подслэбовой астеносферы в результате утонения и разрыва слэба в продолжающихся условиях его субдукции [115]. В других построениях ведущая роль, наряду с субдукцией, отводится трансформному скольжению в раннем мелу океанических плит вдоль континентальной окраины и апвеллинга подслэбовой астеносферы (через слэбвиндоу) после прекращения субдукции, по аналогии с западом Северной Америки [2, 53–55, 76, 93, 94, 96, 139].

Новые геологические и изотопно-геохимические исследования позволили нам существенно уточнить возраст орогенеза и геохимических типов магматических пород Азии. Для раннего мела были выделены региональные этапы магматизма и выявлены определенные закономерности площадного распространения разновозрастных магматических комплексов. Анализ региональных данных позволил нам перейти к глобальным корреляциям и выделить альб-сеноманский орогенный пояс и магматическую провинцию как новые структуры Тихоокеанской Азии, определить временной промежуток их образования и особенности геохимии, предложить новую геодинамическую реконструкцию для этого периода.

АЛЬБ-СЕНОМАНСКИЙ ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ОРОГЕННЫЙ ПОЯС

Орогенные пояса выделяются как совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков. Время формирования орогенного пояса как деформационной единицы определяется в интервале между возрастом наиболее молодых образований, входящих в его состав, и возрастом перекрывающих пояс, значительно более слабо деформированных стратифицированных образований, а также по возрасту гранитоидного орогенного магматизма [32].

Окраинно-континентальный орогенный пояс представляет собой участок континентальной литосферы, который сформировался в результате прижима к континентальной окраине или коллизии с ней коллажа террейнов аккреционных призм с офиолитами и другими фрагментами океанической коры; турбидитовых бассейнов, островных дуг, небольших континентальных блоков; до- и синорогенных метаморфических, вулканических и плутонических пород [96]. Такое определение окраинно-континентального орогенного пояса соответствует тюркскому типу коллизионных орогенов [135], но с акцентом на формирование континентальной литосферы, и отличается от определения аккреционных орогенов как набора всех комплексов и структурных элементов конвергентных

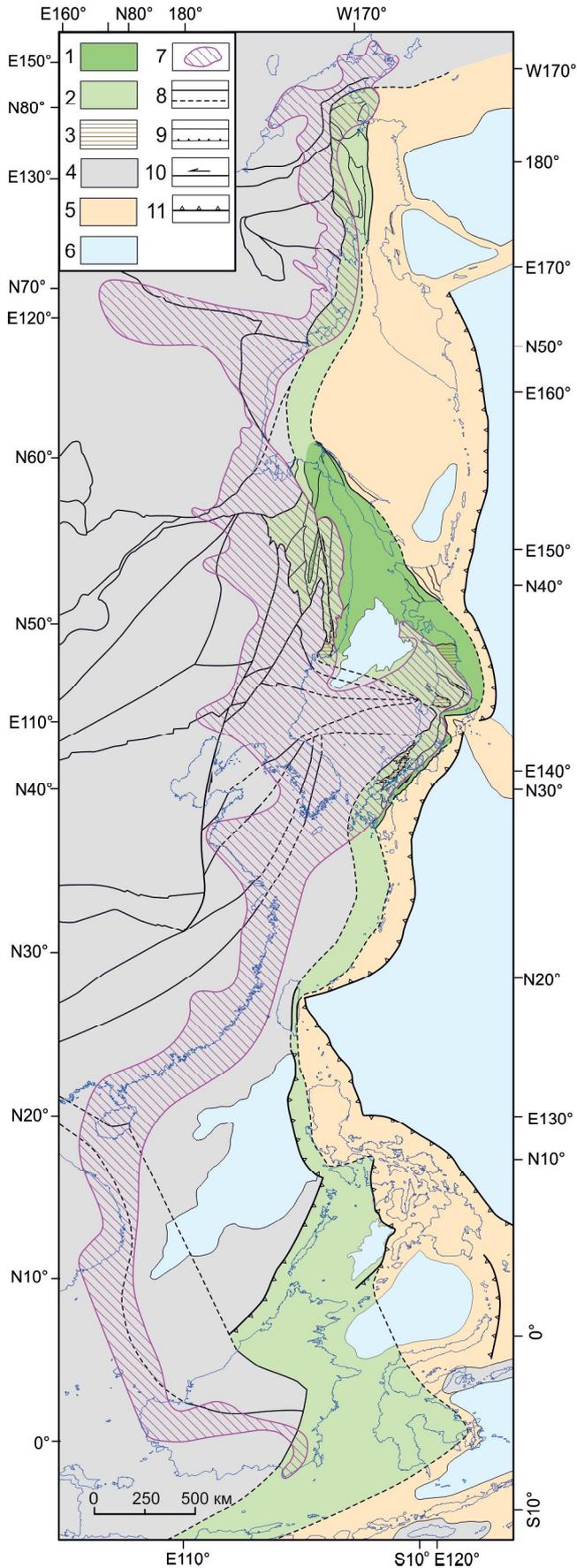
окраин, в том числе недеформированных образований и современных зон субдукции [64].

Альб-сеноманская складчатость в различных частях Тихоокеанской Азии была описана уже на ранних этапах ее геологического изучения по несогласному залеганию нескладчатых верхнесеноманских или туронских отложений на складчатых альб-сеноманских осадочных комплексах. Этот этап складчатости (названный Австрийским в Альпах) в Японии получил название Сакава, а в Юго-Восточной Азии – Средне(поздне)яньшанский и также был описан в Сихотэ-Алине и Корьякии. В Сихотэ-Алине альб-сеноманские складчатые деформации впервые в Тихоокеанской Азии были определены как синсдвиговые, сопровождающиеся синскладчатыми интрузиями гранитов [16]. Главные деформации этой эпохи имели место на границе альба и сеномана около 99–96 млн лет назад [напр., 50].

Наши данные и анализ опубликованных в последние десятилетия результатов геологических исследований позволяют выделить единый альб-сеноманский орогенный мегапояс Тихоокеанской Азии, состоящий из двух частей: южной, которая протягивается от Сихотэ-Алиня и Сахалина через Японию до островов Борнео, Сулавеси и Ява включительно; и северной, Западно-Корьякской, включая полуострова Кони, Пьягина и Тайгонос (рис. 1).

Сихотэ-Алинь и южная часть орогенного пояса Тихоокеанской Азии

Сихотэ-Алинь является примером хорошо изученного и относительно простого по строению альб-сеноманского орогена, состоящего из складчатых террейнов средне-позднеюрской, позднеитон-валанжинской и баррем-раннеальбской аккреционных призм, раннемелового турбидитового бассейна и баррем-раннеальбской островной дуги. Небольшие фрагменты раннемеловой дуги присутствуют и в полосе развития Киселевско-Маноминского террейна аккреционной призмы (озеро Удыль). Террейны несогласно перекрыты верхнесеноман (турон)-маастрихтскими (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) и кайнозойскими вулканогенными отложениями (рис. 2) [6, 11, 18, 19, 39, 40, 52, 55, 94, 125, 135, 177]. Юрская и раннемеловые аккреционные призмы, как и раннемеловая островная дуга, сформировались в результате субдукции океанических плит [92–94, 96]. Турбидитовый бассейн, который начал формироваться в начале раннего мела (берриас), связан с левосторонним скольжением океанической плиты вдоль континентальной окраины [напр., 5]. На юрской аккреционной призме залегают крупный тектонический покров (Сергеевский террейн) и его фрагменты палеозойских



континентальных пород к северу (включая Хорский блок), деформированных вместе с подстилающими породами юрской аккреционной призмы. Эти континентальные породы рассматриваются как отсеченные и перемещенные по сдвигам части плиты, нависавшей над зоной субдукции [94].

Время завершения складчатости определяется в пределах альба в северном Сихотэ-Алине и позднего сеномана в его южной части. Наиболее молодая складчатость наблюдается в полосе вдоль северного обрамления Киселевско-Маноминского террейна, где узкий мелководный морской залив существовал до турона. С одной стороны, имеются данные о несогласном и пологом залегании верхнесеноманских вулканогенно-осадочных отложений, с другой – отмечено их присутствие в дислоцированных альб-сеноманских разрезах [8]. В северном обрамлении Киселевско-Маноминского террейна мелководные верхнесеноман-туронские отложения утицкой свиты завершают разрез нижнемеловых морских отложений Журавлевско-Амурского террейна без видимого несогласия, но, в отличие от подстилающих толщ, включают базальты надсубдукционного типа [26], геохимически однотипные с верхнесеноманскими континентальными вулканитами синанчинской свиты южного Сихотэ-Алиня [39]. Эти данные свидетельствуют о постепенном завершении орогенеза в Сихотэ-Алине и переходе к континентальной обстановке в сравнительно узком интервале времени в пределах сеномана.

Синорогенные граниты принадлежат к двум этапам магматической активности: готерив-барремскому (130–123 млн лет) локальному в северном обрамлении выступа древнего континентального клина и альб-сеноманскому (110–98 млн лет), распространенному по всему Сихотэ-Алиню [23]. Анюйский купол сложен синорогенными гранитно-метаморфическими породами, протолитом которых является юрская аккреционная призма [24].

Рис. 1. Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии.

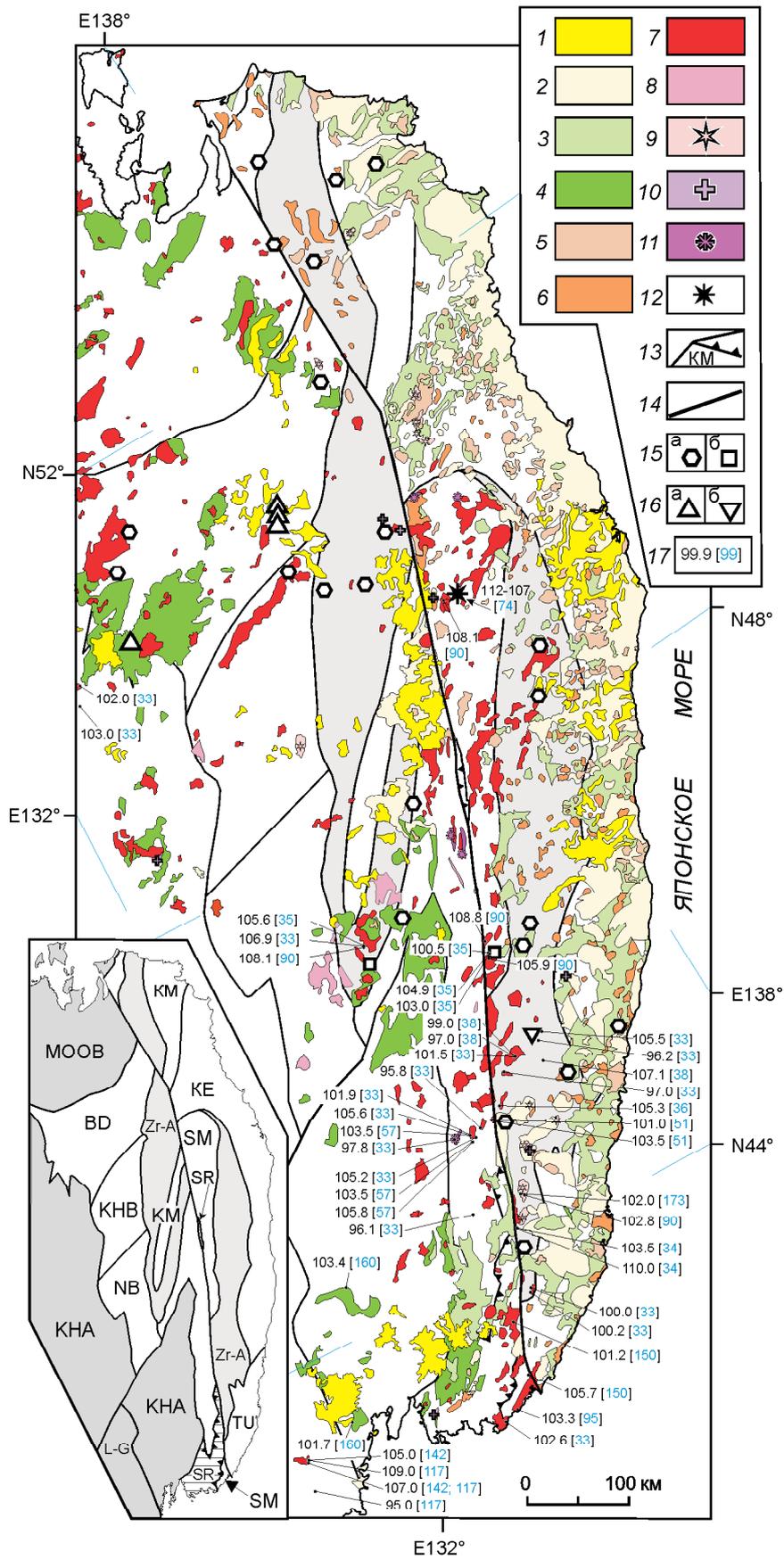
1–3 – альб-сеноманский орогенный пояс: 1, 2 коллаж террейнов с левосдвиговыми перемещениями: большой (1) и средней (2) амплитуды, 3 – аллохтоны палеозойских континентальных пород; 4 – доальбские орогенные пояса и кратоны; 5 – кайнозойские орогенные пояса и островодужные системы; 6 – океаническая кора; 7 – граница альб-сеноманского магматического пояса; 8 – границы доальбских орогенных поясов и кратонов: установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); 9 – границы террейнов внутри альб-сеноманского пояса (сплошная линия – субвертикальные разломы, зубчатая – надвиги); 10 – крупные сдвиги и их направления (сплошная); 11 – зоны субдукции.

Выделяются две стадии амальгамации Сихотэ-Алинских террейнов. Первая (локальная) стадия с внедрением готерив-барремских гранитов S-типа связана с движением блоков континентальной окраины по левосторонним сдвигам системы Тан-Лу, вторая (генеральная) с внедрением гранитов I- и S-типов, монцогаббро, щелочных базитов и ультрабазитов обусловлена левосдвиговой аккрецией в альбе островной дуги в обстановке трансформной континентальной окраины и встречным перемещением континентальных блоков по системе Тан-Лу [6, 76, 93, 94, 96]. Последние исследования выявили отсутствие цирконов с возрастом менее 110–108 млн лет в островодужных отложениях Кемского и Киселевско-Маноминского террейнов, что свидетельствует о последующем отмирании дуги (или двух дуг) [70]. Палеомагнитные данные указывают на перемещение островодужных террейнов в альбе от $33 \pm 5^\circ$ и $36 \pm 6^\circ$ с.ш. [12, 70]. Интенсивная деформация Сихотэ-Алинских террейнов сопровождалась их крупномасштабной трансляцией с юга на север и формированием гигантских складок с вертикальными шарнирами. Эта деформация привела к резкому увеличению мощности вулканогенно-осадочного слоя коры, замещению его нижней части гранитно-метаморфическим слоем, выступ которого представлен Анюйским метаморфическим куполом, и, в конечном итоге, к формированию нового блока континентальной литосферы. Синорогенные вулканические породы внутриплитного типа и щелочные базит-ультрабазитовые интрузии свидетельствуют о формировании Сихотэ-Алинского орогенного пояса в обстановке трансформной континентальной окраины. Геохимические и Nd изотопные данные указывают на гибридную природу первичной континентальной коры Сихотэ-Алиния из ювенильного базитового компонента, аккретированного из океанической плиты, фундамента аккреционных призм, турбидитового бассейна и рециклированного осадочного материала эродированных древних континентальных блоков [96].

Сихотэ-Алинские террейны продолжают и на о. Сахалин. Так, на о. Монерон бурением вскрыты комплексы раннемеловой островной дуги [40, 174], а в западной и центральной частях острова Сахалин – фрагменты аккреционной призмы этой дуги со стороны Палеоокеана [13, 15, 174]. В Сахалинской части орогенного пояса сеноманская складчатость и несогласное залегание не зафиксированы, что можно объяснить непрерывными условиями морского осадконакопления. Верхнесеноман-кампанские турбидитовые и мелководные маастрихт-кайнозойские отложения Западно-Сахалинского прогиба образуют единый разрез и слагают пологую моноклиаль, а их

пликативные дислокации приурочены к кайнозойским разломам [7, 29]. Это свидетельствует об их накоплении на жестком фундаменте континентального склона. Палеомагнитные данные показывают значительные смещения баррем-альбской аккреционной призмы, 1200 ± 500 км – для раннеальбских отложений [56].

Аналоги Сихотэ-Алинских и Сахалинских террейнов (исключая Журавлевско-Амурский турбидитовый) присутствуют и в Японии [20, 93, 94, 107, 122, 123, 167, 174]. Наиболее схожие террейны юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиния (Самаркинский и др.) и Юго-Западной Японии (Мино-Тамба-Ашио) расположены к северу от Медианного и к западу от Танакура разломов [93, 106, 107, 177]. Южнее Медианного разлома выделяется террейн Чичибу (среднеюрско-неокомской аккреционной призмы), в котором титон-валанжинская часть сопоставима с Таухинским террейном Сихотэ-Алиния. На аккреционных призмах залегают тектонические покровы палеозойских континентальных пород (террейны Куросегава, Майзуру, Джоэту) и фрагменты пермской аккреционной призмы (Акиеси) [88, 123]. Как и в Сихотэ-Алине, тектонические покровы палеозойских пород деформированы совместно с подстилающими породами юрско-раннемеловых аккреционных призм и, вероятно, являются фрагментами плиты, нависавшей над зоной субдукции. Террейны Ошима на юго-западе о. Хоккайдо и Северный Китаками на севере о. Хонсю сопоставимы с Таухинским террейном [93, 123]. Раннемеловая вулканическая дуга о. Хоккайдо давно уже рассматривается как продолжение Сихотэ-Алинской (Кемский и блоки в Киселевско-Маноминском террейне) [40], но отличается от нее залеганием баррем-альбских островодужных вулкаников на позднеюрской аккреционной призме. Кемский и Киселевско-Маноминский фрагменты баррем-альбской дуги имеют эпокеаническое происхождение. Эта вулканическая дуга по аэромагнитным аномалиям прослеживается на севере о. Хонсю, где с угловым несогласием залегает на террейнах Северный и Южный Китаками, представленных наземными фациями [123]. С дугой ассоциируют гранитоидные интрузии в террейнах Ошима, Северный и Южный Китаками с возрастными интервалами 123–111 млн лет [169]. На о. Хоккайдо в зоне Сорачи-Езо вскрывается такая же, как и на о. Сахалин, аккреционная призма раннемеловой дуги с офиолитами и глаукофановыми сланцами [123]. В юго-западной Японии нижнемеловые отложения представлены невулканическими мелководными и континентальными фациями готерива-альба, реже берриаса-валанжина, которые несогласно залегают на юрских террейнах



аккреционных призм и более древних образованиях. Раннемеловые отложения Юго-Западной Японии деформированы и с угловым несогласием перекрыты полого залегающими туронскими вулканитами. Синскладчатые гранитно-метаморфические пояса Риоке и Абукума образовались по породам юрской аккреционной призмы в интервале 110–95 млн лет назад с пиком метаморфизма в 98 млн лет [123]. Они сопоставимы с Анюйским куполом Сихотэ-Алиня [108]. Синорогенные интрузии представлены преимущественно гранитоидами и, реже, габброидами и лампрофирами. Самбагава пояс пород высоких давлений по образованиям аккреционной призмы расположен параллельно поясу Риоке и отделен от последнего Медианным разломом. Метаморфизм части пород этих поясов синхронен. Крупномасштабные левосдвиговые перемещения террейнов в альбе вдоль разломов Медианного и Танакура давно обосновывают контрастом доальбских флор: бореальному к западу и субтропическому к востоку от этих разломов, а также структурными наблюдениями [123]. Это подтверждает наличие популяции детритовых цирконов из пород Юго-Восточного Китая, а не из пород внутренней зоны Японии и Кореи, в нижнемеловых отложениях с южной флорой [83, 84]. Та же как и в Сихотэ-Алине, альб-сеноманская континентальная литосфера ЮЗ Японии образовалась, главным образом, за счет рециклированной континентальной коры [89].

Южнее Японии террейны юрско-раннемеловых аккреционных призм прослеживаются до о. Ява и выделяются по аналогичным, как в Сихотэ-Алине и Японии, комплексам турбидитов с включениями отложений океанической плиты и офиолитов на островах Палаван и Миндоро [73, 153, 170], западе и юге Борнео [80, 151], Сулавеси [152] и Ява [153]. На юге о. Борнео террейн Мератус аккреционной призмы несогласно перекрыт верхнемеловыми морскими вулканитами надсубдукционного типа с предшествовавшей

этому событию позднеальбской деформацией и внедрением гранитов в аккреционную призму [151, 152]. Однотипные метаморфические породы по образованиям аккреционной призмы с офиолитами, аналогичные поясу Самбагава в Японии, также описаны в Центральном-Индонезийском аккреционно-коллизционном комплексе на юге о. Сулавеси, центре о. Ява и на юге о. Борнео. К-Аг возраст метаморфизма высоких давлений этих комплексов соответствует 120–106 млн лет. В небольшом количестве присутствуют гнейсы и сланцы комплекса умеренных давлений типа Риоке [124, 136, 151]. Как и террейн Мератус, Центральном-Индонезийский аккреционно-коллизционный комплекс несогласно перекрыт верхнемеловыми морскими отложениями. Предполагается, что альбский орогенез в центральной Индонезии обусловлен коллизией континентальных блоков с юго-востока [124, 151].

Северная часть орогенного пояса Тихоокеанской Азии

Западно-Корякская складчатая система (орогенный пояс) выделяется во фронтальной части Охотско-Чукотского вулканического пояса. Развитие здесь комплексы отличаются широким распространением островодужных вулканогенно-осадочных образований в широком возрастном диапазоне от карбона до конца раннего мела в западной части пояса и разновозрастных аккреционных призм с офиолитами и породами высоких давлений – в восточной [4, 31, 42, 44, 55]. С юга на север выделяются террейны: Тайгоносский, который объединяет образования позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг; Харитоненский вулканогенно-осадочных отложений карбона, перми и триаса–средней юры; Мургальский вулканогенно-осадочных отложений верхней юры–альба; Западно-Пекульнейский вулканитов верхней юры–валанжина со своеобраз-

Рис. 2. Меловые и кайнозойские магматические комплексы и альб-сеноманские месторождения меди, олова, вольфрама и золота Сихотэ-Алинского орогенного пояса.

1–4 – вулканические образования. 1 – плиоцен: внутриплитные платобазальты; 2 – палеоцен–миоцен: риолиты, бимодальные вулканиты, базальты и габбро–граниты трансформной окраины; 3 – верхний мел: андезиты–риолиты надсубдукционной окраины; 4 – альб–нижний сеноман: базальты, андезиты, риолиты трансформной окраины; 5–8 – гранитоиды: 5 – палеогеновые, 6 – позднемеловые, 7 – альб-сеноманские, 8 – готерив-барремские; 9–11 – альб-сеноманские интрузивы мондогаббро (9), адакитов (10), щелочных базитов и ультрабазитов (11); 12 – Анюйский метаморфический купол; 13 – границы и аббревиатура террейнов; 14 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом; 15–16 – медные и медьсодержащие месторождения: 15 а – Au-Cu и Au-Mo-Cu, 15 б – Cu-Au-W; 16 (а) – Cu-Sn, 16 (б) – Au; 17 – геохронологические датировки [источник цитирования].

На врезке. Террейны средне-позднеюрской аккреционной призмы: BD – Баджалский и NB – Наданьхада-Бикинский; SM – Самаркинский и КНВ – Хабаровский; позднеитон-валанжинской: TX – Таухинский; баррем-раннеальбской: KM – Киселевско-Маноминский; баррем-раннеальбской островной дуги: KE – Кемский; раннемелового турбидитового бассейна: Zr-A – Журавлевско-Амурский. SR – Сергеевский террейн палеозойских континентальных аллохтонов на террейне юрской аккреционной призмы. КНА – Баджало-Цзямуси-Ханкайский супертеррейн раннепалеозойского, ЛГ – Лаоелин-Гродековский террейн триасового, МООВ – Монголо-Охотский террейн юрского орогенных поясов.

ным готеривским пикрит-базальтовым комплексом фронтальной части палеодуги. Далее на Чукотке продолжаются юрско-раннемеловые террейны Удско-Мургальской палеодуги: Канчаланский, Ушканьегорский и Золотогорский. Отличительной от Сихотэ-Алиня и Японии особенностью Западно-Корякского пояса является присутствие в аккреционных призмах крупных, протяженностью до 100 км, офиолитовых тел с возрастом от раннего палеозоя до юры, которые выделяются как самостоятельные террейны: Ганчаланский, Усть-Бельский и Куюльский. Турбидитовые части аккреционных призм с включениями океанических базальтов и кремней и небольшими телами офиолитов выделены как Береговой (полуостров Тайгонос), Айнынско-Майнский и Восточно-Пекульнейский террейны. Постскладчатый чехол сложен отложениями верхнего альба-сенона [44]. Синорогенные гранитоиды распространены по всему поясу, приурочены к островодужным террейнам и датированы в основном как альбские [28].

АЛЬБ-СЕНОМАНСКАЯ МАГМАТИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Под гигантскими магматическими провинциями понимают огромные участки земной коры (обычно более 100 000 км²), в пределах которых магматизм, включающий как интрузивные, так и вулканические комплексы, проявился экстремально быстро (несколько млн лет) и широко [напр., 138]. Формирование подобных провинций зачастую связывают с внедрением мантийных плюмов или с процессами, связанными с дивергентными границами плит [напр., 60, 61]. Альб-сеноманские магматиты по объему, площади распространения и кратковременности проявления могут быть сопоставимы с таковыми. Они образуют полосу, которая простирается вдоль всей континентальной окраины Восточной Азии: от Чукотского полуострова до побережья Вьетнама. На севере Чукотского полуострова альбские магматические породы относятся к арктической окраине Азии. В Охотско-Чукотском гетерогенном вулканическом поясе в состав выделяемой провинции включен его нижний комплекс на основании следующих данных. В истории формирования Охотско-Чукотского пояса выделяются два главных импульса активности: альбский (106–100 млн лет) и турон-сенонский (94–82 млн лет), разделенные периодом относительного затишья и эрозии вулканогенных толщ, с которым по времени совпадает слабо выраженное компрессионное событие. Указанные импульсы различаются средним составом пород и расположением вулканических ареалов. Недеформированные турон-коньякские вул-

каны залегают на размытой кровле альбских гранитоидных батолитов и на смятых в складки толщах преддуговой области [49]. Следует отметить, что в пределах Охотско-Чукотского пояса имеются только отдельные прецизионные раннесенноманские (99–97 млн лет) датировки вулканитов. Такая же картина их редкого распространения характерна для всей провинции (см. ниже). Альб-сеноманские вулканические и плутонические породы известны также и в пределах островов Юго-Восточной Азии (в т.ч. Японии, Борнео и др.), которые отделились от континентальной окраины в кайнозой в результате образования рифтогенных впадин окраинных морей. В целом возрастные датировки выделяемой провинции находятся в интервале от 110 до 95 млн лет, с преобладанием в интервале 103–97 млн лет. Важно подчеркнуть, что датированные альб-раннесенноманские магматиты распространены по всему «поясу», т.е. возрастной пик около 100 млн лет не является результатом статистических вычислений (рис. 3 а, б).

Отличительной чертой альб-сеноманского магматизма тихоокеанской окраины Азии является сближенное распространение разновозрастных, но, в то же время, контрастных по составу магматических образований. Он характеризуется наземными извержениями и большим развитием интрузивно-эффузивных ассоциаций с интрузиями гипабиссального характера. Здесь широко развиты кислые, средние и субщелочные эффузивы, обнаруживающие часто комагматические связи с калиевыми гранитовыми, диоритовыми и сиенитовыми интрузиями; проявляются контрастные риолит-базальтовые и трахириолит-трахибазальтовые формации; комплексы даек и малых интрузий пестрого состава; а также гранитоиды, щелочные ультрабазиты и базиты, габбро-монцогаббро, монцониты, лампрофиры и адакиты (см. ссылки в Supplementary Table)*.

Плутонические породы распространены как в пределах орогенного пояса в виде син- и позднеорогенных интрузивов, так и в пределах древних континентов, где они являются посторогенными. Синхронные им вулканические породы отмечены в основном к западу от орогенного пояса преимущественно на доальбских континентальных блоках и приурочены к синсдвиговым впадинам. Каждый ареал распространения альб-сеноманских вулканитов отличается своим набором пород. В одних случаях преобладают базальты (южная часть системы сдвигов Тан-Лу) в других – риолиты (Хинган-Охотский ареал).

* Supplementary Table см. <http://www.itig.khv.ru/POG>

Геохимические особенности пород альб-сеноманской магматической провинции

Краткий геохимический обзор магматических пород выполнен на основе литературных источников (см. Supplementary Table) с учетом подтвержденного прецизионными геохронологическими датировками их альб-сеноманского возраста. Для полноты восприятия мы разбили их на основные группы: кремнекислые геохимические типы гранитоидов (А-, I-, и S-типы); адакиты; базальты и их интрузивные аналоги VAB- и OIB-типа (рис. 4 а, б).

А-типы

Породы этой группы представлены в равной степени кремнекислыми интрузивными и вулканическими образованиями (SiO_2 от 64.8 до 79.2 мас. %) и содержат, помимо породообразующих минералов, железистые силикаты (феррогеденбергит, феррогастингсит, файлит и аннит) или характерные для агпаитовых разновидностей эгирин, арфведсонит и рибекит. Породы характеризуются как сиенограниты, щелочнополевошпатовые граниты и риолиты; трахиты и реже дациты, соответственно [140, 141]. Для всех пород характерны высокие содержания щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 6.8–10.5 мас. %) и крайне низкие концентрации CaO и MgO, что находит свое отражение в их высоко-среднекалиевых (high-, middle-K), высокоглиноземистых (peraluminous), агпаитовых (peralkaline) и железистых (ferrous) составах (рис. 5). Для них характерны высокие концентрации крупноионных литофильных, высозарядных (прежде всего Nb, Ga и Y) и редкоземельных элементов (за исключением европия) и низкие содержания Sr, Ba. Хондрит-нормализованные графики показывают относительное обогащение легкими РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}_N = 3.3\text{--}23.9$). На спайдер-диаграммах составов, нормализованных к базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), большинство образцов показывает отрицательные аномалии для Ba, Sr и Ti и положительные для Rb, Th, U, Pb, Ce, Zr и Hf, что является типичными характеристиками А-геохимического типа магматических пород [71]. Об этом же свидетельствуют их составы, вынесенные на дискриминационные диаграммы [10, 68, 75, 154, рис. 5а, д].

I-S-типы

Магматические породы этой группы (рис. 6) представлены в основном кремнекислыми интрузивными и, в гораздо меньшей степени, вулканическими образованиями. Содержания SiO_2 варьирует от 58.6 до 78.8 мас. %, тогда как Na_2O – 2.9–4.3 %. Для всех пород характерны умеренные содержания щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ – 5.4–8.9 мас. %) и относительно высо-

кие концентрации $\text{FeO}^{\text{общ}}$, CaO и MgO. Основываясь на их нормативном содержании и $Q' - \text{ANOR}$ классификации [140], гранитоиды попадают как в поля кварцевых монцодиоритов и монцонитов, так и в более Q-пересыщенные классы горных пород: от тоналитов до щелочнополевошпатовых гранитов. Они характеризуются диопсид- или корунд-нормативными ($< 1\%$, CIPW) составами. Модальный состав пород этой группы разнообразен, но повсеместно характеризуется наличием роговой обманки, биотита и магнетита. На A/CNK–A/NK диаграмме (рис. 6 г) большая часть пород является умеренноглиноземистыми (metaluminous), остальные слегка высокоглиноземистыми ($A/CNK \leq 1.1$). На диаграмме $\text{FeO}/\text{MgO}-\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ [154] все анализы закономерно попадают в поля OGT и FG, показывая различную степень дифференцированности гранитных расплавов (рис. 6 д). На графике $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})-\text{SiO}_2$ [75] большинство составов попадает в область магниевых (magnesian или «Cordilleran») типов гранитов; анализы, попадающие в поле железистых (ferroan) пород, представлены исключительно щелочнополевошпатовыми гранитами (рис. 6 в). На диаграммах [68, 75] ($\text{MALI} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})-\text{SiO}_2$) точки их составов попадают в поля известково-щелочных (calcalkalic) пород. Хондрит-нормализованные графики показывают значительное обогащение легкими РЗЭ ($\text{La}_N = 100\text{--}200X$, $\text{Lu}_N = 10\text{--}20X$), заметную отрицательную Eu аномалию (особенно для «железистых» типов гранитов) и 10–20 кратное обогащение (относительно хондрита) тяжелыми РЗЭ. На спайдер-диаграммах составов, нормализованных к базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), большинство образцов имеют отрицательные аномалии для Nb-Ta, Sr, P, Zr и Ti, что характерно для гранитоидов, вулканических пород островных дуг и континентальной коры в целом [напр., 90]. Из приведенного обзора можно согласиться с выводами авторов о том, что все эти образования относятся к геохимическому I-типу гранитоидов, за исключением нескольких образцов, попадающих в категорию «S-типа» [2, 49, 51, 86, 95, 158]. Об этом же свидетельствуют их составы, вынесенные на дискриминационные диаграммы (рис. 6).

Адакиты

Эти магматические породы представлены в основном интрузивными и, в меньшей степени, вулканическими образованиями. Содержания SiO_2 варьируют от 46.9 до 73.3 мас.%, тогда как содержания щелочей – от 5.4 до 8.9 мас. %. Полнокристаллические образования характеризуются как сиено- и монцограниты, гранодиориты, Q монцо- и диориты, а также габбро (Срх нориты). Вулканические разновидности

a

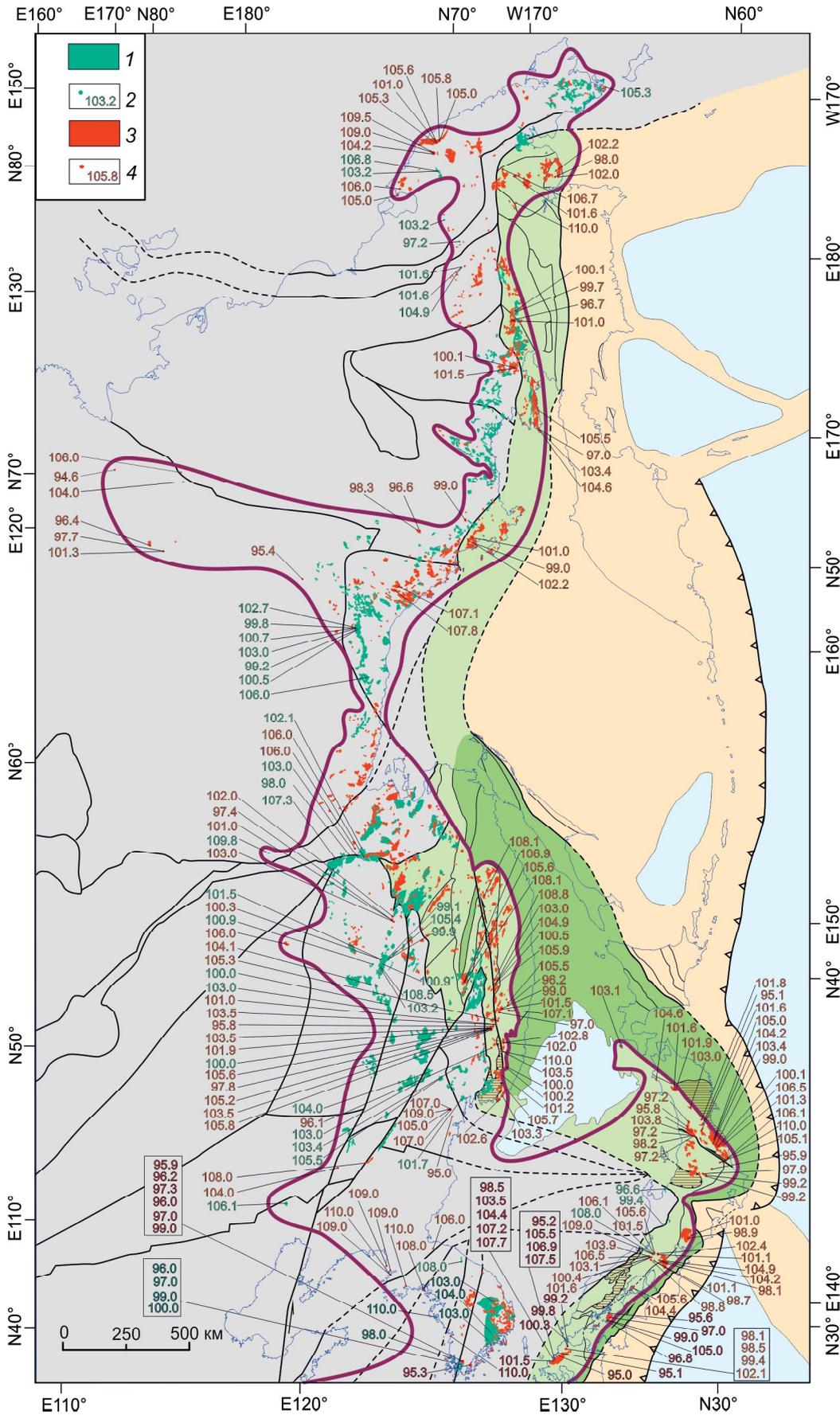
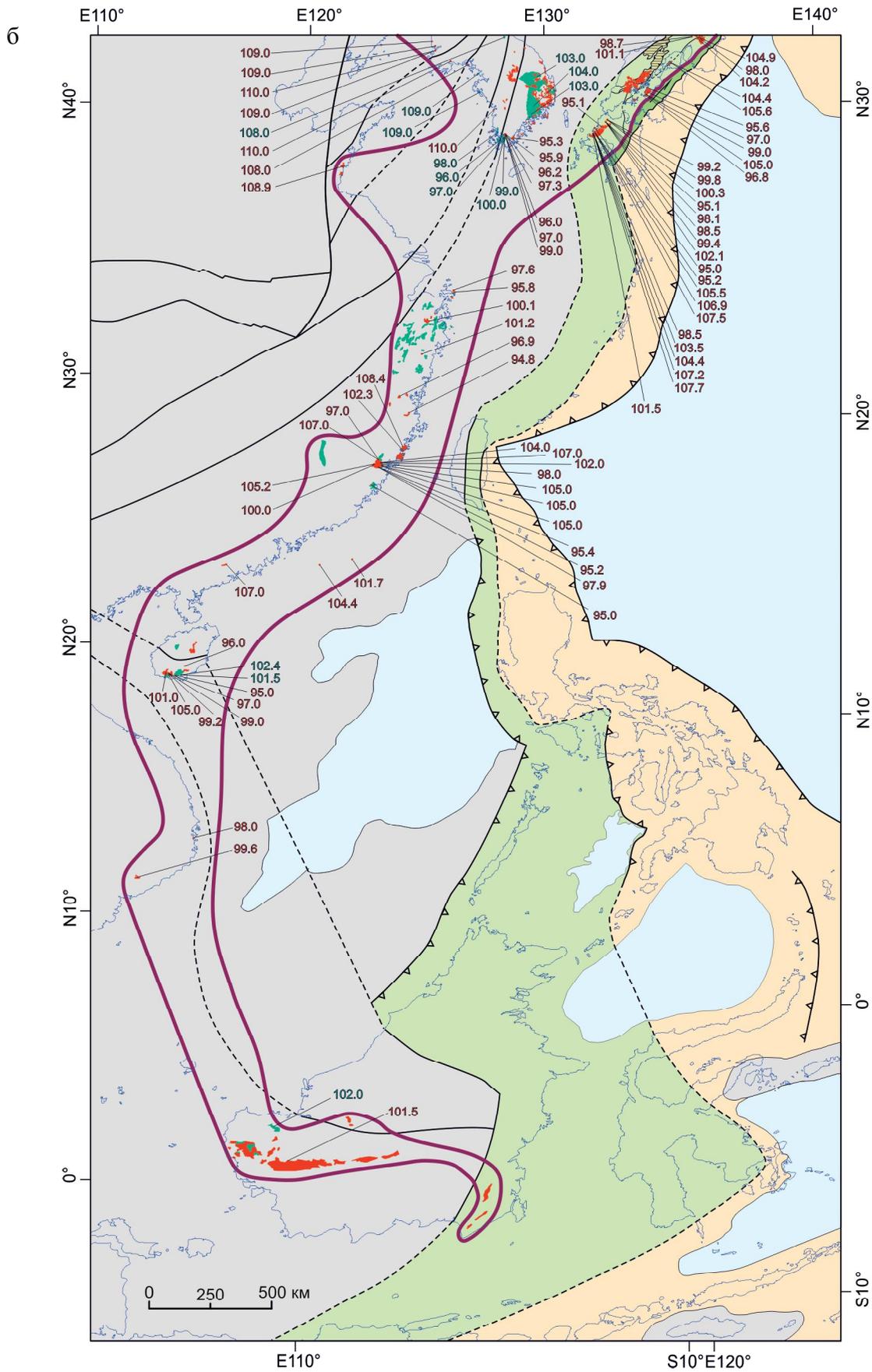
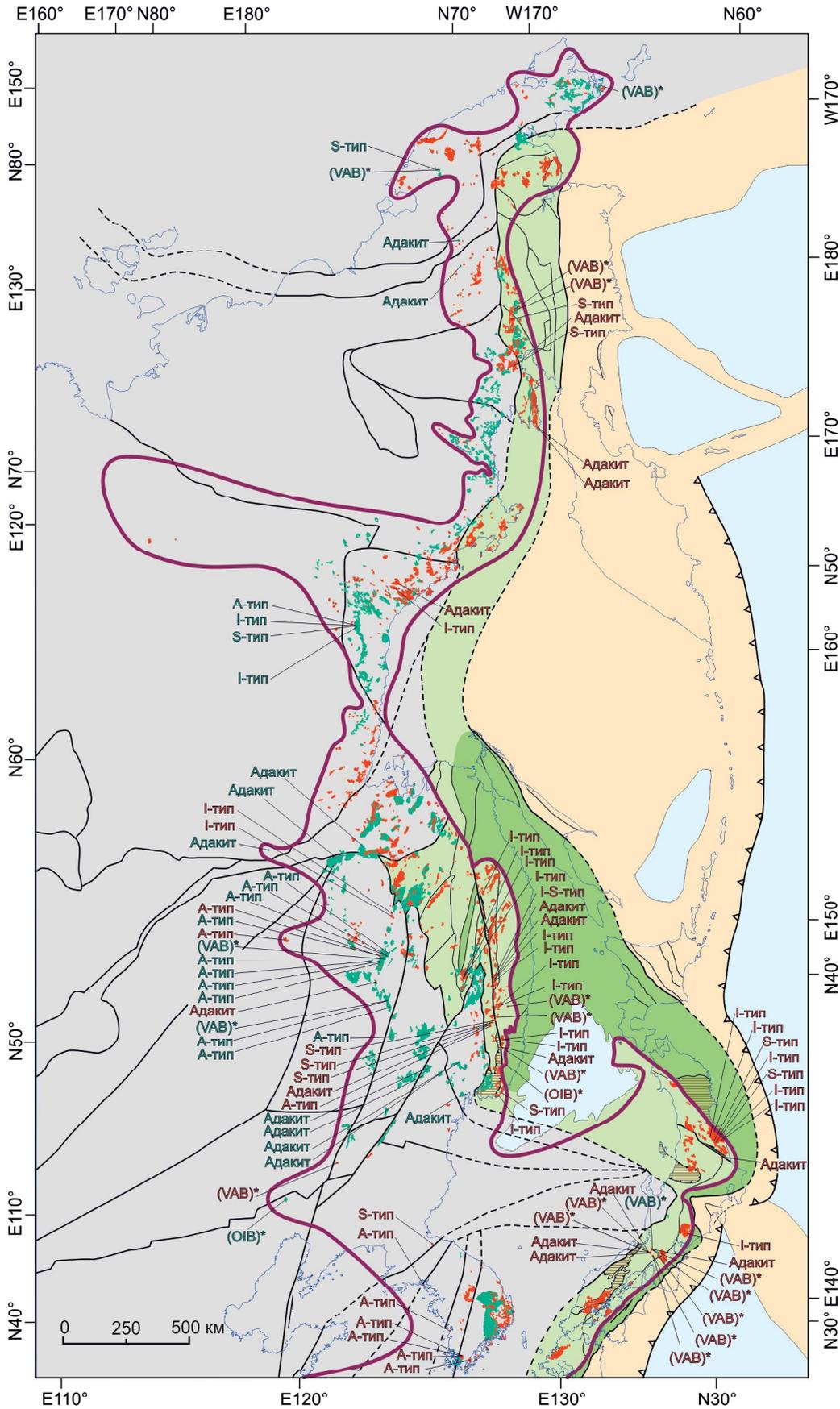


Рис. 3 (а, б). Альб-сеноманские магматические образования Тихоокеанской Азии.

Вулканические покровы (1) и их геохронологические датировки (2); интрузивные массивы (3) и их геохронологические датировки (4). Более детальная информация в приложении (Supplementary Table). Остальные обозначения согласно рис. 1.

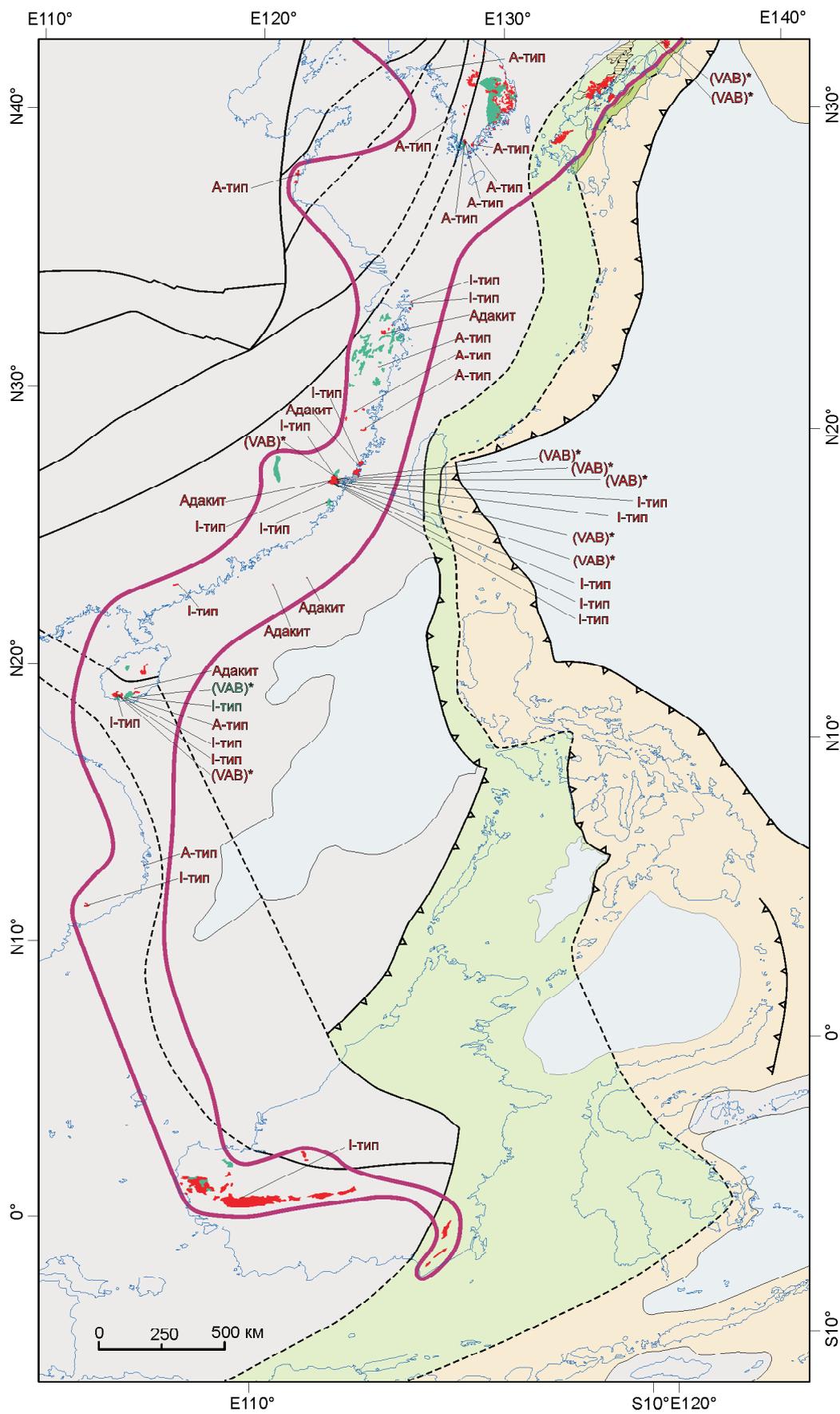




a

Рис. 4 (а, б). Геохимические типы альб-сеноманских магматических образований Тихоокеанской Азии.

A-I-S-type – A-, I-, S-типы гранитов, соответственно; VAB – базальты вулканических дуг; OIB – базальты океанических островов; * – согласно диаграмме [156]. Более детальная информация в приложении (Supplementary Table). Остальные обозначения согласно рис. 1 и 3.



б

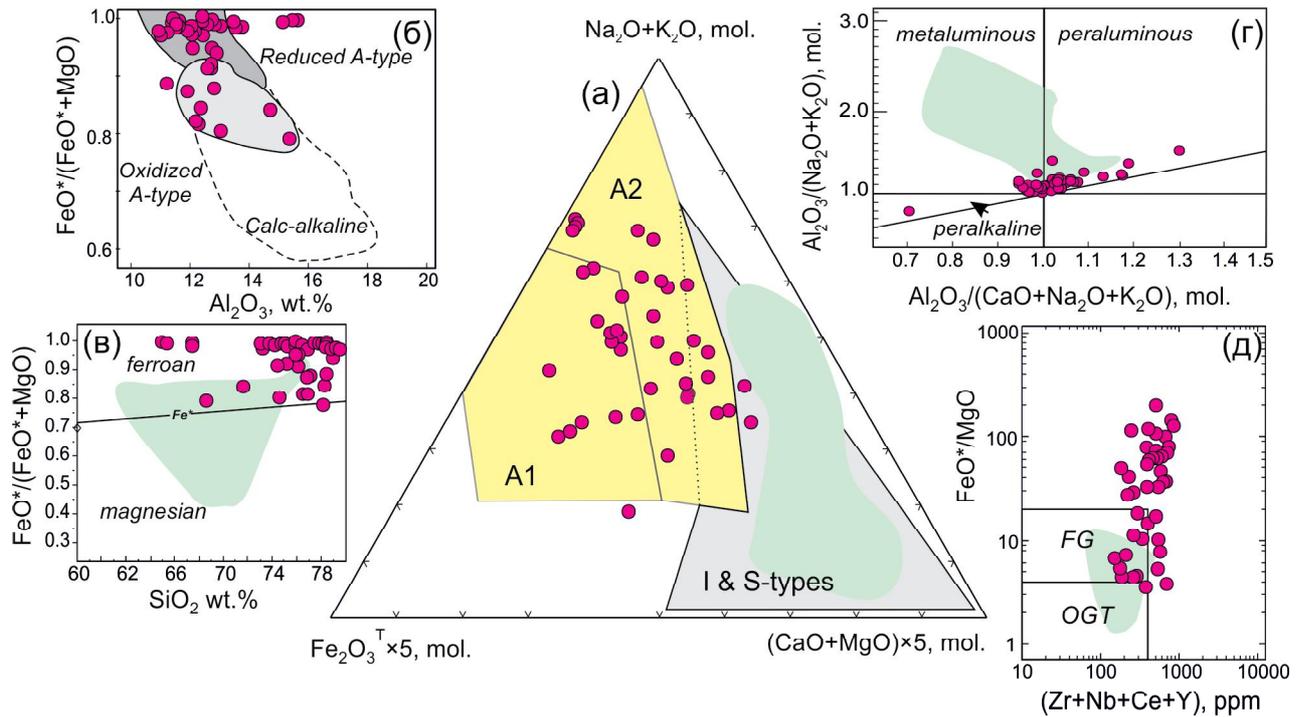


Рис. 5. Геохимические дискриминантные диаграммы.

(а) диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$, мол. кол. [10].

A1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов; (б) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$, с полями «окисленных (oxidized) и восстановленных (reduced)» А-типов гранитов [68]; (в) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (мас. %) диаграмма с границей между железистыми (ferroan) и магнезиальными (magnesian) кремнекислыми породами [75]; (г) A/NK $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})) - \text{A/CNK}$ $(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}))$, мол. кол. [118]; (д) $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (поля OGT = I & S-типы и FG = высоко дифференцированные I-типы, из работы [154]). Геохимические составы магматических пород из [2, 45, 78, 103, 132, 143, 144, 157, 164, 165]. Поля «типично надсубдукционных – Younger Ryoike granitoids (85–75 млн лет)» гранитов (светло-зеленый цвет) из [87, 110, 111].

представлены рядом горных пород от андезита до риолита [140, 141]. Этим породам свойственны высокие содержания $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %, низкие и умеренные концентрации $\text{TiO}_2 < 0.9$ мас. %. Величины отношения FeO^*/MgO варьируют в достаточно широком диапазоне. Обращает на себя внимание обогащение пород Sr (320–1090 г/т), Ba (до 1350 г/т) при одновременном деплетировании в отношении $\text{Y} < 18$, $\text{Yb} < 1.3$, Nb 0.5–19, Ta 0.1–0.9, Hf 0.4–5.6 (все в г/т). Распределение редкоземельных элементов отчетливо дифференцировано $\text{La}/\text{Yb}_N = 2\text{--}31$ при выраженных отрицательных аномалиях Eu, Nb-Ta и Hf (рис. 7). Приведенные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые породы обладают геохимическими особенностями, свойственными адакитам [69, 119].

Базальты вулканических дуг (VAB)

Породы этой группы представлены в основном интрузивными, дайковыми (субвулканическими) и, в гораздо меньшей степени, вулканическими образо-

ваниями. Содержания SiO_2 в Q монцо- и габбро (Срх нориты), лампрофирах (спессартиты, [85]), андезибазальтах и андезитах варьируют от 44.3 до 54.8 мас. %, тогда как содержания щелочей – от 2.6 до 6.2 мас. % и глинозема – 12–17 мас. %. В них повышены (в сравнении с группой «Адакиты») содержания TiO_2 (0.8–1.2 %), Mg#, Nb, РЗЭ. Хондрит-нормализованные графики показывают значительное обогащение легкими относительно тяжелых РЗЭ со слабо выраженной отрицательной Eu аномалией (рис. 7 г). На спайдер-диаграммах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 7 д), породы имеют значительные вариации в содержании рассеянных элементов и характеризуются обогащением Ba, Th, U относительно средних содержаний в ОИВ [146], при слегка пониженных Ta, Nb, Ti – типичная черта, принимаемая для надсубдукционных производных. В то же время они обладают целой комбинацией геохимических признаков, промежуточных между типичными надсубдукционными толеитами и базальтами океанических островов (рис. 7 е).

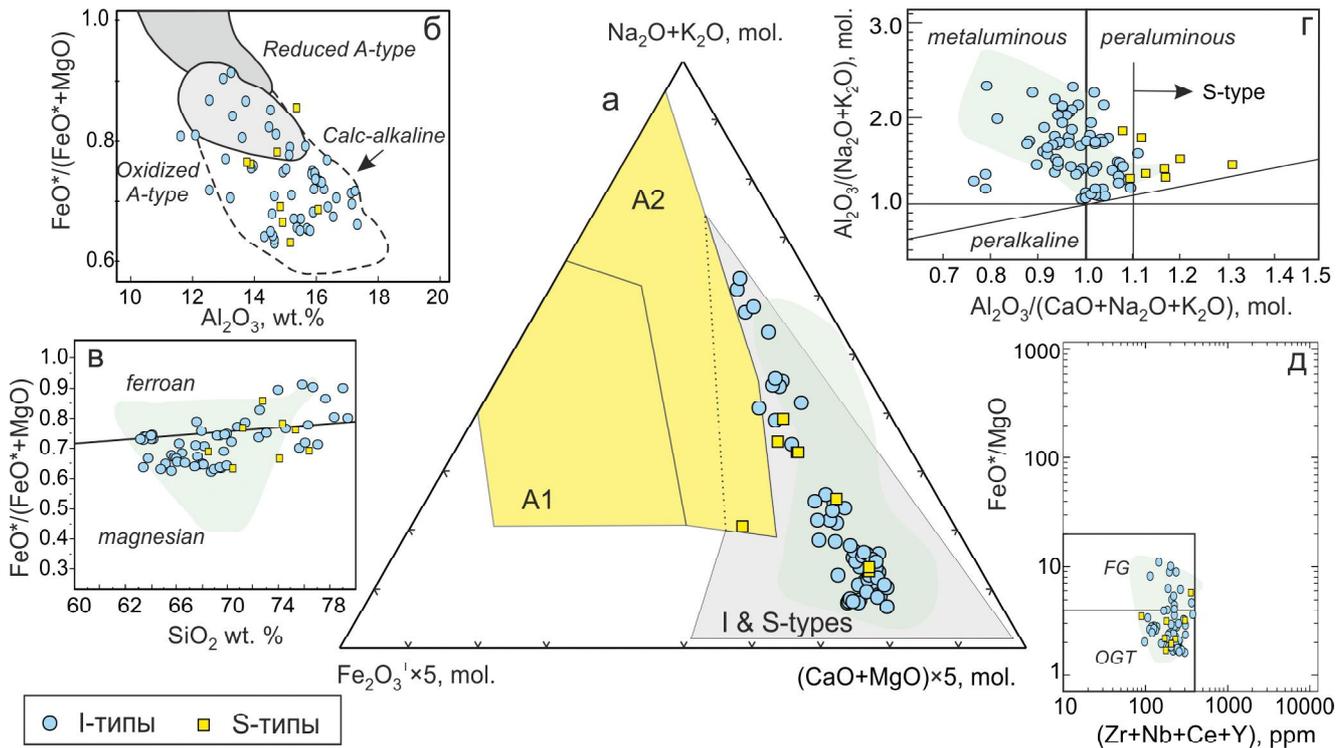


Рис. 6. Геохимические дискриминантные диаграммы.

(а) диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^* \times 5 - (\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$, мол. кол. [10].

A1 – поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A2 – кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов; (б) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{Al}_2\text{O}_3$, с полями «окисленных (oxidized) и восстановленных (reduced)» А-типов гранитов [68]; (в) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (мас. %) диаграмма с границей между железистыми (ferroan) и магнезиальными (magnesian) кремнекислыми породами [75]; (г) A/NK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$) – A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$), мол. кол. [118]; (д) $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (поля OGT = I & S-типы и FG = высоко дифференцированные I-типы, из работы [154]). Геохимические составы магматических пород из работ: [2, 33, 35, 38, 48, 51, 65, 67, 79, 90, 109, 114, 132, 145, 164, 166, 172, 173, 175].

Поля «типично надсубдукционных – Younger Ryoke granitoids (85–75 Ma)» гранитов (светло-зеленый цвет) из работ: [87, 110, 111].

Базальты океанических островов (OIB)

Базальты этой группы пород (см. OIB* в Supplementary Table) характеризуются узким спектром содержания SiO_2 от 41.7 до 51.7 мас. % и нормативными CIPW составами фойдитовых пород. Они имеют относительно повышенные содержания щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 4$ мас. %), MgO , $\text{FeO}^{\text{общ}}$, CaO , MnO , и Sc , Cr , Ni . В них еще более повышены (в сравнении с группой «VAB») содержания TiO_2 (2.4–3.0 мас. %), $\text{Mg}\#$, Nb , легких редкоземельных и литофильных элементов. Их геохимические особенности (рис. 7), а также индикаторные отношения Nb/Y , Ba/Rb , Zr/Nb , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Sr/Y , $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$, $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$, $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$, $(\text{Th}/\text{La})_{\text{PM}}$, $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$, $\text{Mg}\#$ представляют собой типичные характеристики базальтов океанических островов (OIB).

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Новые данные по изотопному датированию разнотипного оруденения Тихоокеанской Азии сви-

детельствуют о более масштабном, чем представлялось ранее, проявлении эпохи альб-сеноманского рудогенеза.

В Сихотэ-Алине к характерным примерам альб-сеноманской эпохи рудогенеза относятся медные и медьсодержащие гидротермально-плутоногенные порфировые месторождения, ассоциирующие с кремнекислыми магматитами, а именно: Au-Cu и Au-Mo-Cu месторождения Малмыжское и Лазурное в Журавлевско-Амурском террейне раннемелового турбидитового бассейна; (Au)-Cu-W месторождение Восток-2 в Самаркинском террейне средне-позднеюрской аккреционной призм.

Малмыжское и Лазурное месторождения, принадлежащие к эталонным Au-Cu и Au-Mo-Cu порфировым и рудно-магматическим системам региона, имеют, при разнообразии морфологии, строения и рудной нагрузке, штокверки прожилков и менее характерных кварцевых жил, много общих черт вкрапленной, гнездово-вкрапленной и тонкопрожилковой

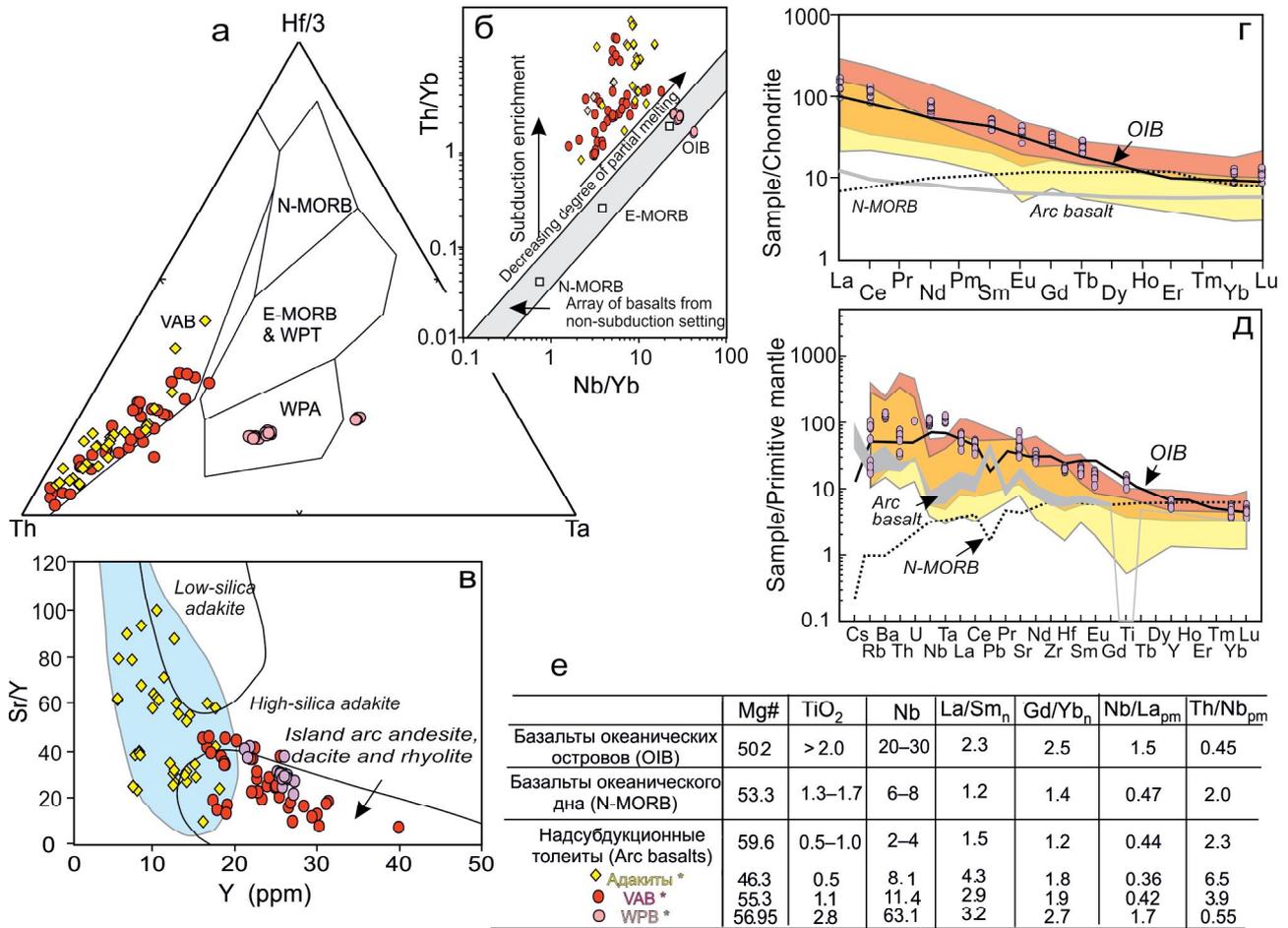


Рис. 7. Геохимические дискриминантные диаграммы.

а – Hf/3 – Th – Ta [156] с полями WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеиты, VAB – базальты вулканических дуг, MORB – базальты срединно-океанических хребтов; б – Nb/Yb – Th/Yb [130]; в – Y – Sr/Y [119] с полями «низко- и высокремнистых» адакитов и островодужных вулканических пород; (г–д) нормированные по хондриту и примитивной мантии [146] кривые распределения элементов для магматических пород*. OIB = базальты океанических островов. Геохимические составы магматических пород из работ: [28, 33–36, 38, 45, 49, 67, 81, 85, 91, 98, 104, 114, 131, 139, 143–145, 147, 155, 160, 162, 164, 166, 168, 176].

благороднометалльно-оксидно-сульфидной минерализации. Руды этих медных объектов относятся к средне- и высоксернистому типу, убогомышьяковистому, серебро-золотому, теллур-селеновому и слабо платиноносным подтипам [17].

В центральной части Журавлевско-Амурского террейна на площади Малмыжского рудного поля Au-Cu-порфировое оруденение развито на нескольких рудопроявлениях. Они контролируются цепочкой разноэродированных неоднородных гранодиорит-диоритовых массивов и штоков и частично локализованы во вмещающих терригенных породах. Результаты впервые проведенного нами в ЦКП ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) изотопного датирования магматических цирконов (LA-ICP-MS) из двух неоднородных

рудовмещающих интрузивов Малмыжского рудного поля свидетельствуют об их альб-сеноманском возрасте. Так, для всех исследованных проб, отобранных на различных поисковых участках рудного поля, были получены сходные значения U-Pb возраста в диапазоне 100–97 млн лет. Для биотит-роговообманковых кварцевых диоритов – 97.6 ± 1 млн лет, для кварцевых диорит-порфиров – 99 ± 1 млн лет и для биотитовых гранодиоритов – 100 ± 1 млн лет.

В южной части Журавлевско-Амурского террейна на площади Соболиного рудного узла, к которому принадлежат Au-Mo-Cu Лазурное и Диоритовое рудные поля, а также ряд меднорудных проявлений, развиты различные ранне- и позднемереловые габбро-монцодиоритовый (K₁) и диорит-гранодиоритовый

(K₂) интрузивные комплексы. По результатам изотопного датирования K-Ag и U-Pb методами, возраст их внедрения равен 101 ± 2.5 (по вторичному биотиту); 110 ± 4 (по роговой обманке) и 103.5 ± 1.4 млн лет (по циркону) [34].

В северной части Самаркинского террейна локализовано комплексное (Au)-Cu-W месторождение Восток-2. Его кварц-шеелитовое и шеелит-сульфидное с золотом, серебром и медью оруденение развито на контакте гранитоидов (монцоидиорит-гранодиорит-гранитный комплекс) с известняками и терригенными породами олистостромовой толщи. Доминирующий в рудах пирротин сопровождается простыми и сложными сульфиды и халькогениды меди, висмута, свинца, серебра, цинка, олова и мышьяка, вольфраматы, самородные золото и серебро, висмут и другие минеральные виды. U-Pb датирование по магматическим цирконам монцогранодиоритов показало альбский возраст: 108.3 ± 1.5 , 103 ± 1.5 и 102.9 ± 2.2 млн лет [35]. Возраст кварц-шеелитовых руд, по Rb-Sr и Sm-Nd изотопным характеристикам, составляет 102–101 млн лет [25].

С альб-сеноманским этапом магматизма связан ранний оловянный рудогенез Сихотэ-Алиня [9], хотя для более обоснованных выводов современных геохронологических данных пока еще недостаточно. Малиновское золото-редкометалльное умеренно сульфидное месторождение штокверкового типа (с развитым комплексом Au, Ag, Cu, Bi, Mo, W, Co, Ni, V, As, Sb прожилково- жильных турмалиносодержащих сульфидно-карбонатно-кварцевых рудных тел), локализованное в южной части Журавлевско-Амурского террейна и приуроченное к интрузивно-купольной структуре габбромонцоидиоритов, также характеризуется сопоставимым позднеальбским возрастом. Конкордантный средневзвешенный возраст (SHRIMP U-Pb) монцогабброидиоритов, по данным Сахно с соавторами [36], составляет 105.3 ± 1 млн лет. Связь рудных тел с крапленой золотосульфидной минерализацией близ расположенного месторождения Глухого предполагается с небольшими штоками габбро и монцоидиоритов. По данным изотопного SHRIMP U-Pb-датирования цирконов, их возраст равен 103.2 ± 0.8 млн лет [37].

В юго-восточном Китае ряд W-Sn полиметаллических месторождений датированы LA-ICP-MS U-Pb методом в интервале 101–102 млн лет в ассоциирующихся им гранитах и по гидротермальному мусковиту в рудах $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом [62]. Этому же временному интервалу соответствуют и близлежащие медно-порфировые месторождения [133]. На северо-востоке Китая (к западу от о. Ханка и на границе с Еврейской АО) гранитоиды, связанные с золотыми и медно-пор-

фировыми месторождениями, по данным [128], также датируются в пределах альба.

Все эти данные указывают на возможность выделения в будущем альб-сеноманской металлогенической провинции Тихоокеанской Азии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные выше данные позволяют нам выделить орогенный окраинно-континентальный пояс Тихоокеанской Азии как единую деформационную структуру, представляющую собой альб-сеноманский участок новообразованной континентальной литосферы. В то же время, геохронологический анализ данных свидетельствует о наличии единой альб-сеноманской магматической провинции, которая охватывает территории как орогенного пояса, так и доальбских структур: орогенов и кратонов. На основании этого представляется необходимым обсудить вероятную геодинамическую обстановку формирования таких мегаструктур.

Хотя локальные орогенические события фиксируются с готерива, их основной этап складчатости и синорогенного магматизма приходится на альб-сеноман (110–95 млн лет), с пиком по всему мегапоясу 103–97 млн лет. В пределах орогенного пояса недеформированные туронские (иногда верхнесеномантуронские) вулканические отложения залегают с угловым несогласием. Главной особенностью альб-сеноманского орогенеза являются отчетливо выраженный субмеридиональный характер сжатия, развитие северо-восточных левых сдвигов и простираения складчатости террейнов аккреционных призм и эпиокеанических островодужных систем. Это сжатие происходило одновременно с деформацией и пулл-апарт растяжением доальбской континентальной литосферы по системам левых сдвигов на Юго-Востоке и Северо-Востоке Китая, в Корее и на Дальнем Востоке России [41, 112, 114, 171].

Наиболее распространенными являются представления о связи орогенеза в западной Пацифике с субдукцией срединно-океанических хребтов, на основании чего этот тип орогенеза выделяется как Тихоокеанский [120]. Раннемеловой орогенез в Японии считается результатом субдукции хребта, разделявшего плиты (Изанаги и Кула, согласно авторам) в период 120–110 млн лет назад, что привело к образованию парных поясов эклогит-глаукофансланцевого на океанической стороне и гранитно-метаморфического – на континентальной [88]. В то же время, этому предположению противоречит возраст метаморфических и гранитных пород пояса Риоке не древнее 110 (в основном около 100) млн лет [123]. Sr-Nd изотопные данные [89] также не подтверждают гипотезу о

трансфере гранитного расплава от субдуцированного хребта в поясе Риоке [120].

Субдукция не могла вызвать интенсивное и кратковременное левосдвиговое сжатие в альбе–сеномане вдоль всей Тихоокеанской Азии и сдвиги в глубине континента, поскольку процессы субдукции происходят в обстановке растяжения в глубоководном желобе, иначе бы не формировалась аккреционная призма с подслаиванием все более молодых отложений в ее основании. В зоне субдукции отсутствует жесткое сцепление плит из-за пластичности аккреционной призмы, и поэтому даже косая субдукция не вызывает крупномасштабные сдвиги в нависающей плите. Более вероятно, что срединно-океанический хребет мог блокировать зону субдукции, что привело к переходу от субдукции к скольжению океанической плиты и сдвигам в континентальной плите. Важно подчеркнуть, что в Юго-Западной Японии не обнаружены готерив-сеноманские аккреционные призмы. Этот факт можно объяснить как тектонической эрозией этих призм [88], так и отсутствием субдукции на широте Юго-Западной Японии в этот период времени [123].

Имеющиеся данные дают основание предполагать, что около 110 млн лет назад прекратила свое существование баррем-раннеальбская островная дуга СВ Японии, Хоккайдо и Сихотэ-Алиня, которая располагалась на широте ЮВ Китая [70]. После чего началась синдвиговая аккреция этой дуги к континентальной окраине, а также аккреция Кони-Мургальской дуги на СВ России. Ранее существовавшая граница Палеотихоокеанской плиты с трансформными участками вдоль континента и субдукцией вдоль островных дуг [19, 94] сменилась единой трансформной границей (рис. 8). Нельзя исключать то, что блокировка зон субдукции срединно-океаническими хребтами обусловила завершение субдукции, при этом наиболее вероятной причиной скольжения плит является образование конвективного потока в мантии, параллельного тихоокеанской окраине Азии. Вывод о трансформной границе Палеотихоокеанской плиты согласуется с расчетами кинематики ее движения в период 110–100 млн лет назад, когда фиксируется единственный эпизод в меловой истории с ее движением под небольшим углом на северо-восток [72], т.е. строго параллельно окраине Азии. Период 105–100 млн лет назад также определяется как время глобальной перестройки движения литосферных плит Земли [121].

Таким образом, геологические данные свидетельствуют об отсутствии субдукции вдоль Тихоокеанской Азии в интервале 110–95 млн лет. Трансформное скольжение плит на границе континент-океан привело к синдвиговому сжатию эпиокеанических террейнов и образованию континентальной литосфе-

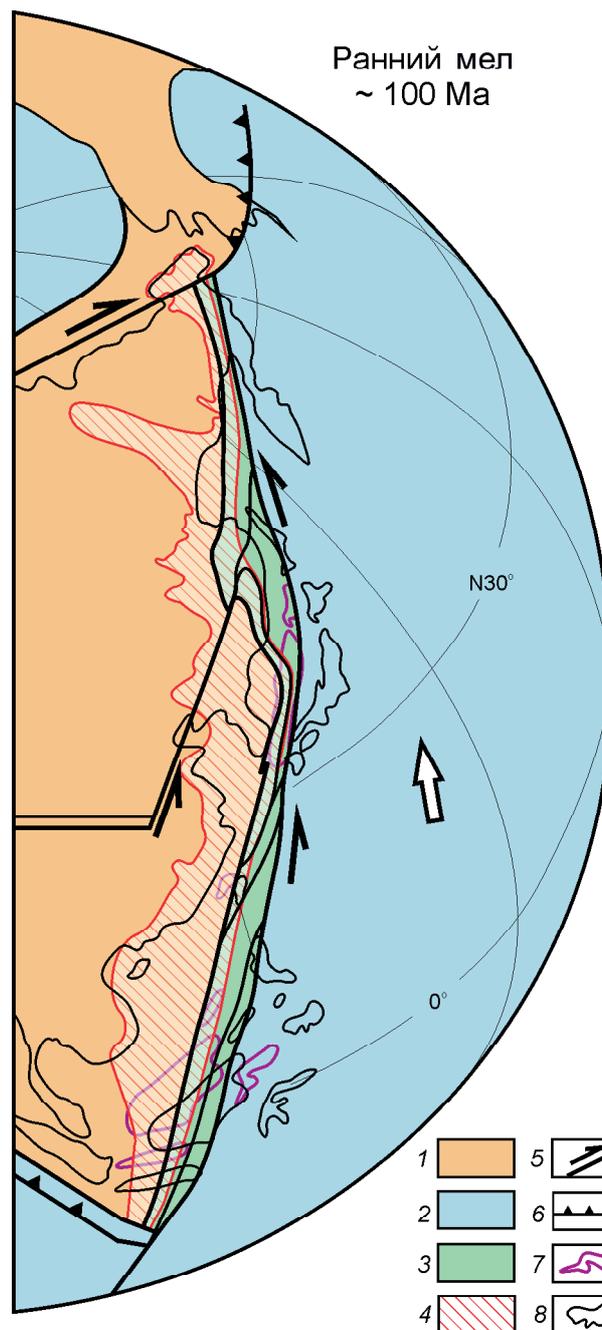


Рис. 8. Схематическая геодинамическая реконструкция Тихоокеанской Азии на 100 млн лет.

1 – континентальная часть; 2 – океаническая часть; 3 – альб-сеноманский орогенный пояс; 4 – альб-сеноманская магматическая провинция; 5 – сдвиговые перемещения; 6 – зоны субдукции; 7 – предшествующее образованию окраинных морей положение дотуронских островодужных комплексов; 8 – современные границы суши.

ры. В Сихотэ-Алине и ЮЗ Японии альб-сеноманская континентальная литосфера образовалась, главным образом, за счет рециклированной континентальной коры. В то время как за пределами орогенного пояса

происходили процессы синсдвигового растяжения и утонения доальбской континентальной литосферы.

Пространственное распространение альб-сеноманских вулканических пород тихоокеанской окраины Азии (отдельные ареалы на большой площади) и на удалении от океана, зоны магматизма, поперечные к простираению континентальной окраины, а также отсутствие линейного вулканического пояса в приокеанической зоне противоречат распространенным представлениям о надсубдукционной природе альб-сеноманского вулканизма, но хорошо согласуются с особенностями распространения магматических пород трансформных континентальных окраин и, прежде всего, запада Северной Америки (США и Мексика).

Необходимо отметить, что магматические породы тихоокеанской окраины Азии представлены контрастными геохимическими типами: гранитоидами (А-, I-, и S-тип); адакитами; базальтами VAB- и OIB-типа и их интрузивными аналогами. Их петрологическая и геодинамическая интерпретация неоднозначна (см. ссылки в Supplementary Table). При обсуждении таких геохимических особенностей авторы вынуждены использовать различные модели, такие как: откат слэба, режим растяжения континентальной литосферы в условиях субдукции океанической плиты и подъем горячей астеносферной мантии. Так для объяснения генезиса «неоднозначных – переходных» геохимических особенностей континентальных базальтов (VAB*) Северо-Китайского кратона (≤ 108 млн лет) авторы привлекают астеносферный источник, «контаминированный» в различных пропорциях субдукционными компонентами [161]. Образование адакитов (высоко Sr/Y пород) большинство исследователей связывают или с частичным плавлением утолщенной, мафической по составу нижней континентальной коры, или с плавлением верхней базитовой части слэба, содержащего «окна», что обусловило внедрение адакитогенерирующих астеносферных диапиров. Однако трудно представить, что блоки континентальной коры были повсеместно утолщены и базифицированы в достаточной степени, чтобы обеспечить эту огромную провинцию адакитовыми выплавками. Кроме того, последние данные свидетельствуют в пользу процессов утонения литосферы за счет ее растяжения и влияния на их генезис высокотемпературной мантии [116, 160 и др.]. Что касается происхождения базальтовых лав (OIB*) формации Zhanglaogongtun (~106 млн лет), у авторов не возникает сомнений относительно их образования за счет внедрения горячей астеносферной мантии на фоне крупномасштабного растяжения в восточном Китае [168]. Ну и наконец, генерация высокотемпературных кислых магмати-

ческих расплавов, проявленных, согласно выводам абсолютного большинства исследователей, в зонах внутриконтинентального растяжения, вызвана сменой геодинамического режима (от транспрессии к транс-тенсии), что обусловило разрастание мантийного диапира, интенсивный разогрев континентальной литосферы и формирование А-гранитов и вулканитов [45, 157, 164, 165 и др.]. Что касается «типично надсубдукционных» магматитов I-типа, то, по мнению ряда авторов [напр., 66], этот геохимический тип может формироваться одновременно с А-гранитами в аналогичных геодинамических условиях, но в зонах, где литосфера испытала значительно меньшее растяжение.

Фактически, для перечисленных объяснений геохимических особенностей альб-сеноманского магматизма Тихоокеанской Азии авторы ошибочно объединяют несовместимые геодинамические обстановки: надсубдукционной (погружение плиты) и трансформной континентальной окраины (скольжение плит в горизонтальной плоскости). Иными словами, они считают, что при субдукции могут происходить все те процессы, которые характерны для обстановки трансформной континентальной окраины. В других объяснениях предпринимается попытка использования модели подъема в зону субдукции надслэбовой астеносферы, однако не обращая внимание на совершенное отсутствие подобных явлений в современных зонах конвергенции. Учитывая отсутствие геологических доказательств альб-сеноманской субдукции, можно полагать, что вся совокупность изотопно-геохимических признаков свидетельствует в пользу образования альб-сеноманских магматических пород тихоокеанской окраины Азии под влиянием горячей астеносферной мантии, внедрившейся через деструктурированные стагнированные слэбы доальбских этапов субдукции и оказавшей воздействие как на доальбскую, так и на формировавшуюся в альбе–сеномане континентальную литосферу с последующим выплавлением всего комплекса этих геохимически «контрастных» типов пород.

Таким образом, условия формирования альб-сеноманской магматической провинции Тихоокеанской Азии не согласуются с предполагаемой многими авторами надсубдукционной природой их генезиса, а скорее свидетельствуют в пользу обстановки трансформной континентальной окраины, когда после завершения субдукции происходит апвеллинг подслэбовой астеносферы через слэбвиндоду. Контрастность магматических образований трансформных окраин обусловлена комбинированным участием различных источников/условий: астеносферного (внутриплитного); плавлением слэба предшествующей субдукции и надсубдукционного мантийного клина под воздей-

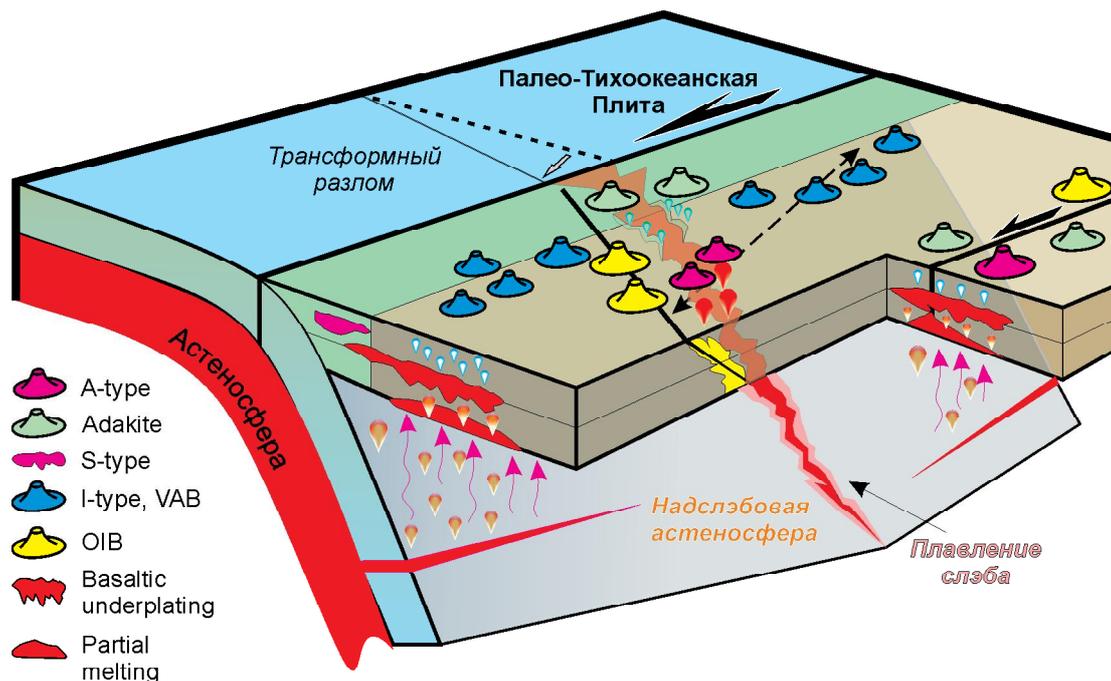


Рис. 9. Геодинамическая реконструкция магматизма Тихоокеанской Азии в альб-сеноманский период.

ствием подслэбовой астеносферы; проницаемостью континентальной коры [59, 63, 129].

Все это позволяет объяснить особенности альб-сеноманского магматизма и реконструировать геодинамические события этого временного интервала на всем протяжении тихоокеанской окраины Азии (рис. 9).

Краткий металлогенический анализ по Сихотэ-Алиню и сопредельным территориям показывает, что с альб-сеноманским магматизмом связано образование разнотипных рудных месторождений. Это целый ряд золоторудных, порфирировых медных и медно-молибденовых, оловянных, вольфрамовых и прочих месторождений. Более детальные целенаправленные исследования могут определить обоснованность выделения альб-сеноманской металлогенической провинции Тихоокеанской Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Тихоокеанской Азии впервые выделен альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и синхронная ему магматическая провинция. Орогенный пояс представляет собой новообразованный участок континентальной литосферы Азии и сложен преимущественно эпиокеаническими террейнами юрско-раннемеловых аккреционных призм, призм с офиолитами и другими фрагментами океанической коры, турбидитовых бассейнов, островных дуг и тектоническими пластинами более древних комплексов,

которые залегают на аккреционных призмах и деформированы совместно с ними, а также до- и синорогенными метаморфическими породами. Пик синсдвиговой складчатости и внедрение синорогенных интрузий приходится на период 103–97 млн лет назад.

Магматическая провинция сложена вулканическими и плутоническими комплексами преимущественно альбского возраста, которые в пределах орогенного пояса являются синорогенными, за его пределами – посторогенными, связанными с постсубдукционным растяжением континентальной литосферы. Магматические породы представлены контрастными геохимическими типами: гранитоидами (А-, I- и S-тип), адакитами, базальтами и их интрузивными аналогами VAB- и OIB-типа.

Альб-сеноманские окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии сформировались в обстановке трансформной континентальной окраины во временном интервале 110–95 млн лет назад. Контрастность магматизма обусловлена влиянием горячей астеносферной мантии, внедрившейся через деструктурированные стагнированные слэбы доальбских этапов субдукции и оказавшей воздействие как на доальбскую, так и на формировавшуюся в альбе–сеномане континентальную литосферу.

С альб-сеноманским магматическим этапом Тихоокеанской Азии связан целый ряд крупных месторождений золота, меди, вольфрама и других метал-

лов, что предполагает возможность выделения соответствующей металлогенической провинции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность член-корр. РАН А.Н. Диденко (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск) и д.г.н. В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Отдельная благодарность ведущему программисту лаборатории микро- и наноисследований Аналитического центра ДВГИ О.Н. Кеня за техническую и графическую обработку представленных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Дальний Восток» 2018–2020, проект № 18-2-015, а также при финансовой поддержке РФФИ и ГФЕН Китая в рамках научного проекта № 19-55-53008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Хоуриган Дж., Райт Дж., Миллер Э., Мишин Л.Ф., 2006. Новые данные о возрасте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (U-Pb SHRIMP-датирование) // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма: Материалы III Российской конф. по изотопной геохронологии. 6–8 июня 2006 г., ИГЕМ РАН, Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2006.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19, № 3. С. 249–290.
- Акинин В.В., Андроников А.В., Мукаса С., Миллер Э.Л. Меловая нижняя кора континентальных окраин севера Палеоарктики: петролого-геохронологические данные по нижне-среднекоревым ксенолитам // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 34–73.
- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объясн. зап. к тектонической карте северо-востока Азии. 1:5000 000. М.: ИЛ РАН, 1992.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты ранне-меловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Голозубов В.В., Касаткин С.А., Малиновский А.И., Нечаяк А.Е., Гранник В.М. Дислокации меловых и кайнозойских комплексов северной части Западно-Сахалинского террейна // Геотектоника. 2016. № 4. С. 105–120.
- Голозубов В.В., Желдак М.В., Крук Н.Н., Касаткин С.А. Эпизоды аномально высокой интенсивности тектонических дислокаций // Тихоокеан. геология. 2019. Т. 38, № 1. С. 3–12.
- Гоневчук В.Г., Ханчук А.И., Гоневчук Г.А., Лебедев В.А. Новые калий-аргоновые датировки гранитоидов Сихотэ-Алиня (Дальний Восток, Россия) по биотиту и амфиболу: критерии достоверности и интерпретация // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 6. С. 16–33.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
- Гребенников А.В., Попов В.К. Петрогеохимические аспекты поздне-мелового и палеогенового игнимбритового вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2014. Т. 33, № 1. С. 41–65.
- Диденко А.Н., Песков А.Ю., Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Архипов М.В. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника Северного Сихотэ-Алиня // Физика Земли. 2017. Т. 5. С. 121–138.
- Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.П. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. 328 с.
- Зябрев С.В. Стратиграфия и структура центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы, Восток России // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 49–73.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алиньский разлом. Владивосток: ДВ изд-во, 1972. 114 с.
- Иванов В.В., Кононов В.В., Игнатъев Е.К. Минералогическо-геохимические особенности рудной нагрузки метасоматитов золото-меднопорфирового месторождения Малмыж (Нижнее Приамурье) // Тектоника, глубинное строение и минералогия Востока Азии: VIII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2013. С. 258–261.
- Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 31–42.
- Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
- Кемкин И.В. Сравнительная характеристика Самаркинского (Сихотэ-Алинь) и Ультра-Тамба (Япония) террейнов как основание для корреляции фрагментов юрской аккреционной призмы обоих регионов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 97–108.
- Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 3–20.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Геолого-геохронологическая модель меловых континентальных вулканических толщ Охотско-Чукотской магматической провинции (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 25–44.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Голозубов В.В., Ковач В.П., Владимиров В.Г., Касаткин С.А. Геохимические особенности пород Аннойского метаморфического купола (Сихотэ-Алинь): состав протолитов и возможная природа метаморфизма // Геохимия. 2014. Т. 52, № 3. С. 1–18.
- Крук Н.Н., Симаненко В.П., Гвоздев В.И., Голозубов В.В., Ковач В.П., Серов П.А., Холоднов В.В., Москаленко Е.Ю., Куйбида М.Л. Геохимические особенности и источники расплавов ранне-меловых гранитоидов Самаркинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 276–302.
- Крымский Р.Ш., Павлов В.А., Руб М.Г., Беляцкий В.Б., Левский Л.К. Rb-Sr и Sm-Nd изотопные характеристики гранитоидов и руд шеелитового месторождения Восток-2, Приморье // Петрология. 1998. Т. 6, № 1. С. 3–15.
- Кудымов А.В., Войнова И.П., Тихомирова А.И., Диден-

- ко А.Н. Геология, геохимия и палеомагнетизм пород утицкой свиты (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2015. Т. 34, № 5. С. 3–18.
27. Лучицкая М.В., Хоуриган Дж., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л. Новые данные SHRIMP U-Pb исследований цирконов из гранитоидов Прибрежно-Тайгоносского и Восточно-Тайгоносского поясов, южная часть полуострова Тайгос // Докл. АН. 2003. Т. 389, № 6. С. 786–789.
 28. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое-кайнозое. М.: ГЕОС, 2014. 360 с.
 29. Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 173 с.
 30. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоиде Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 31. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 32. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов центральной и северо-восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 33. Петров О.В., Морозов А.Ф., Чепкасова Т.В., Шевченко С.С. Геохронологический атлас-справочник основных структурно-вещественных комплексов России // Ред. О.В. Петров, А.Ф. Морозов, Т.В. Чепкасова, С.С. Шевченко. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. (Интернет ресурс: <http://geochronatlas.vsegei.ru>).
 34. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Аленичева А.А. Монцитонитовый магматизм медно-порфирирового месторождения Лазурное: Геохронология по результатам U-Pb и K-Ar датирования и особенности генезиса рудоносных магм по данным изотопно-геохимических исследований (Приморье, Россия) // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 1. С. 61–69.
 35. Сахно В.Г., Гвоздев В.И., Аленичева А.А., Прасолов Э.М., Зарубина Н.В. Гранитоидный магматизм вольфрамовых рудно-магматических систем Лермонтовская и Восток-2: U-Pb (SHRIMP) датирование, изотопная характеристика ($^3\text{He}/^4\text{He}$) руд // Докл. АН. 2012. Т. 443, № 1. С. 84–91.
 36. Сахно В.Г., Степанов В.А., Гвоздев В.И., Доброшевский К.Н. Малиновская золоторудная магматическая система Центрального Сихотэ-Алиня: Геохронология, петрогеохимический состав и изотопная характеристика магматических комплексов (Приморье, Россия) // Докл. АН. 2013. Т. 452, № 1. С. 82–90.
 37. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Баринов Н.Н., Лызганов А.В., Кузнецов Ю.А. Монцитонитовый магматизм золоторудного месторождения Глухое: изотопное датирование (U-Pb, SHRIMP), петро- и микроэлементный состав и особенности благороднометалльной минерализации (Приморье) // Докл. АН. 2015. Т. 465, № 3. С. 329–337.
 38. Сахно В.Г., Коваленко С.В., Лызганов А.В. Гранитоидный магматизм Арминского блока Центрального Сихотэ-Алиня Приморья: U-Pb датирование, изотопная характеристика (Pb/Pb), особенности петрохимического состава и рудной минерализации // Докл. АН. 2016. Т. 466, № 6. С. 1–7.
 39. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
 40. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагменты Монеороно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 5. С. 30–51.
 41. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканических трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 12–26.
 42. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.
 43. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Александер М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: Проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–90.
 44. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
 45. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербек И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны, Дальний Восток // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 52–62.
 46. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Мартынов Ю.А., Ларин А.М., Травин А.В. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2012. Т. 445, № 4. С. 445–449.
 47. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александр П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ag и U-Pb геохронологии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 81–95.
 48. Тихомиров П.Л., Лучицкая М.В., Шац А.Л. Возраст гранитоидных плутонов северной Чукотки: состояние проблемы и новые SHRIMP U-Pb датировки цирконов // Докл. АН. 2011. Т. 440, № 4. С. 1–4.
 49. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма: Дис. ... д-ра. геол.-минер. наук. М., 2018.
 50. Трифонов В.Г., Соколов С.Ю. Сопоставление тектонических фаз и инверсий магнитного поля в позднем мезозое и кайнозое // Вестн. РАН. 2018. Т. 88, № 1. С. 33–39.
 51. Федосеев Д.Г., Пахомова В.А., Гвоздев В.И., Зарубина Н.В., Буравлева С.Ю., Тишкина В.Б. Критерии связи скарнового шеелит-сульфидного месторождения Кордонное с разновозрастным магматизмом // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56, № 6. С. 486–496.
 52. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
 53. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Тезисы XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.
 54. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока

- России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
55. Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
 56. Abrajevitch A., Zyabrev S., Didenko A.N., Kodama K. Paleomagnetism of the West Sakhalin Basin: evidence for northward displacement during the Cretaceous // *Geophys. J. Intern.* 2012. N 190. P. 1439–1454.
 57. Alenicheva A.A., Sakhno V.G., Saltykova T.E. U-Pb and Rb-Sr dating of granitoids from the Tatibin Group in the plutonic belt of Central Sikhote-Alin // *Docl. Earth Sci.* 2008. V. 420, N 4. P. 533–537.
 58. Amato J.M., Toro J., Akinin V.V., Hampton B.A., Salnikov A.S., Tuchkova M.I. Tectonic evolution of the Mesozoic South Anyui suture zone, eastern Russia: A critical component of paleogeographic reconstructions of the Arctic region // *Geosphere*. 2015. V. 11, N 5. P. 1530–1564.
 59. Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Geochemical diversity of late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window // *J. Geol.* 2002. V. 110, N 6. P. 627–648.
 60. Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of large igneous provinces (LIPs) // *Earth-Sci. Rev.* 2008. N 86. P. 175–202.
 61. Bryan S.E., Ferrari L. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // *GSA Bull.* 2013. V. 125, N 7/8. P. 1053–1078.
 62. Cai Y., Feng Z., Shao T., Hua R., Zhou Y., Xu J. New precise zircon U-Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Late Cretaceous W-Sn mineralization in the Shanhu orefield, South China // *Ore Geol. Rev.* 2017. N 84. P. 338–346.
 63. Calmus T., Aguillón-Robles A., Maury R.C., Bellon H., Benoit M., Cotten J., Bourgois J., Michaud F. Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts // *Lithos*. 2003. N 66. P. 77–105.
 64. Cawood P.A., Kröner A., Collins W.J., Kusky T.M., Mooney W.D., Windley B.F. Accretionary orogens through Earth history // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. N 318. P. 1–36.
 65. Chen C.H., Lin W., Lu H.Y., Lee C.Y., Tien J.L., Lai Y.H. Cretaceous fractionated I-type granitoids and metaluminous A-type granites in SE China: the Late Yanshanian post-orogenic magmatism // *Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 2000. V. 91, N 1–2. P. 195–205.
 66. Chen C.-H., Lin W., Lan C.-Y., Lee C.-Y. Geochemical, Sr and Nd isotopic characteristics and tectonic implications for three stages of igneous rock in the Late Yanshanian (Cretaceous) orogeny, SE China // *Transactions of the Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.* 2004. V. 95, N 1–2. P. 237–248.
 67. Chen J.-Y., Yang J.-H., Zhang J.-H., Sun J.-F., Wilde S. Petrogenesis of the Cretaceous Zhangzhou batholith in southeastern China: Zircon U–Pb age and Sr–Nd–Hf–O isotopic evidence // *Lithos*. 2013. V. 162–163. P. 140–156.
 68. Dall’Agnol R., Olivera D.C. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajas, Brasil: implications for classification and petrogenesis of A-type granites // *Lithos*. 2007. N 93. P. 215–233.
 69. Defant M.J., Drummond M.S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // *Nature*. 1990. N 347. P. 662–665.
 70. Didenko A.N., Oto S., Golozubov V.V., Arkhipov M.V., Kudymov A.V., Peskov A.Y., Nagata M., Yamamoto K. Detrital zircons from the Albian sandstone of the Silasa and Kema formations (Sikhote-Alin orogen): U–Pb age and geodynamic implications // *Docl. Earth Sciences*. 2018. V. 481, N 2. P. 1000–1003.
 71. Eby G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. N 26. P. 115–134.
 72. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Bull. Geol. Soc. Am.* 1985. N 206. P. 1–59.
 73. Faure M., Ishida K. The Mid-Upper Jurassic olistostrome of the west Philippines: a distinctive key-marker for the North Palawan block // *J. Asian Earth Sci.* 1990. N 4. P. 61–67.
 74. Faure M., Natal’in B.A., Monie P., Vrublevsky A.A., Borukaiev Ch., Prikhodko V. Tectonic evolution of the Anuy metamorphic rocks (Sikhote Alin, Russia) and their place in the Mesozoic geodynamic framework of East Asia // *Tectonophysics*. 1995. N. 241. P. 279–301.
 75. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42, N 11. P. 2033–2048.
 76. 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. V. 261. P. 250–261.
 77. Hall R. The Eurasia SE Asian margin as a modern example of an accretionary orogen / P.A. Cawood, A. Kroner Eds., *Earth accretionary systems in space and time* // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 2009. N 318. P. 351–372.
 78. He Z.Y., Xu X.S. Petrogenesis of the late Yanshanian mantle-derived intrusions in southeastern China: response to the geodynamics of paleo-Pacific plate subduction // *Chem. Geol.* 2012. N. 328. P. 208–221.
 79. Hennig J., Breitfeld H.T., Hall R., Nugraha A.M.S. The Mesozoic tectono-magmatic evolution at the Paleo-Pacific subduction zone in West Borneo // *Gondwana Res.* 2017. N 48. P. 292–310.
 80. Honza E., John J., Banda R.M. An imbrication model for the Rajang Accretionary Complex in Sarawak, Borneo // *J. Asian Earth Sci.* 2000. N 18. P. 751–759.
 81. Hourigan J. Mesozoic-Cenozoic tectonic and magmatic evolution of the northeast Russian margin: PhD thesis. Stanford, California: Stanford Univ., 2003.
 82. Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Maltan Ola Volcanic Fields, Okhotsk–Chukotka volcanic belt, Northeastern Russia // *Geol. Soc., Am. Bull.* 2004. V. 116, N 5–6. P. 637–654.
 83. Hwang J.H., Kihm Y.H. Geological report of the Ganghwa-Onsuri Sheet (1:50 000). Daejon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources. 2005. P. 46 (in Korean with Engl. abstr.).
 84. Ikeda T., Harada T., Kouchi Y., Morita S., Yokogawa M., Yamamoto K., Otoh S. Provenance analysis based on detrital-zircon-age spectra of the Lower Cretaceous Formations in the Ryoseki–Monobe Area, Outer Zone of Southwest Japan //

- Memoir of the Fukui Prefectural Dinosaur Museum. 2016. N 15. P. 33–84.
85. Imaoka T., Nakashima K., Kamei A., Itaya T., Ohira T., Nagashima M., Kono N., Kiji M. Episodic magmatism at 105 Ma in the Kinki district, SW Japan: petrogenesis of Nb-rich lamprophyres and adakites, and geodynamic implications // *Lithos*. 2014. N 184–187. P. 105–131.
 86. Ishihara S., Orihashi Y. Cretaceous granitoids and their zircon U–Pb ages across the south-central part of the Abukuma Highland, Japan // *The Island Arc*. 2015. N 24. P. 159–168.
 87. Ishioka J., Iizumi S. Petrochemical and Sr–Nd isotope investigations of Cretaceous intrusive rocks and their enclaves in the Togouchi-Yoshiwa district, northwest Hiroshima prefecture, SW Japan // *Geochem. J.* 2003. N 37. P. 449–470.
 88. 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 Res.* 2010. N 18. P. 82–105.
 89. Jahn B.M. Accretionary orogeny and evolution of the Japanese Islands – implications from a Sr–Nd isotopic study of the Phanerozoic granitoids from sw Japan // *Am. J. Sci.* 2010. N 310. P. 1210–1249.
 90. 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 // *J. Asian Earth Sci.* 2015. N 111. P. 872–918.
 91. Ji W., Xu W., Yang D., Pei F., Jin K., Liu X. Chronology and geochemistry of volcanic rocks in the Cretaceous Suifenhe Formation in Eastern Heilongjiang, China // *Acta Geol. Sinica*. 2007. V. 81, N 2. P. 266–277.
 92. Kemkin I.V. Structure of terranes in a Jurassic accretionary prism in the Sikhote-Alin-Amur area: implications for the Jurassic geodynamic history of the Asian eastern margin // *Russian Geol. and Geophys.* 2008. N 49. P. 759–770.
 93. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Geochemical evidence for consecutive accretion of oceanic fragments: The example of the Samarka Terrane, Sikhote-Alin // *Docl. Earth Sci.* 2017. V. 474, N 1. P. 524–529.
 94. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea of Japan region: a view from the Russian side // *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*. 2001. N 55. P. 275–291.
 95. Khanchuk A.I., Kruk N.N., Valui G.A., Nevolin P.L., Moskalenko E.Yu., Fugzan M.M., Kirnozova T.I., Travin A.V. The Uspensk intrusion in South Primorye as a reference petrotype for granitoids of the transform continental margins // *Docl. Earth Sci.* 2008. V. 421, N 5. P. 734–737.
 96. 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 // *J. Asian Earth Sci.* 2016. N 120. P. 117–138.
 97. Kihm Y.H., Kim H., Choi P.-Y., Hwang J.H., Ko K. Geological report of the Mokpo Sheet (1:50 000). Daejeon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 2014. P. 60 (in Korean with Engl. abstr.).
 98. Kiji Y., Ohira T., Itaya T. K–Ar ages of biotites and hornblendes from granitoids in the central area of the Tamba Belt, southwest Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1995. 101, 462–465 (in Japanese, with Engl. abstr.).
 99. Kim Y.B., Chwae U., Hwang S.K. Geological Report of the Changamjeon Sheet (1:50 000). Daejeon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources. 2010. P. 67 (in Korean with Engl. abstr.).
 100. Kim Y.B., Choi S.J., Cho D.L. Geological report of the Yeongam Sheet (1:50 000). Daejeon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 2014. P. 50 (in Korean with Engl. abstr.).
 101. Kim J.S., Cho H., Kim H.G., Son M. SHRIMP U–Pb zircon ages of the Gusandong (Kusandong) tuff in the Cretaceous Gyeongsang basin // *J. Petrol. Soc. Korea*. 2013. N 22. P. 235–249 (in Korean with Engl. abstr.).
 102. Kim S.W., Kwon S., Ryu I.C., Jeong Y.J., Choi S.J., Kee W.S., Yi K., Lee Y.S., Kim B.C., Park D.W. Characteristics of the Early Cretaceous igneous activity in the Korean Peninsula and tectonic implications // *J. Geol.* 2012. V. 120, N 6. P. 625–646.
 103. Kim S.W., Kwon S., Park S.I., Lee C., Cho D.L., Lee H.J., Ko K., Kim S.J. SHRIMP U–Pb dating and geochemistry of the Cretaceous plutonic rocks in the Korean Peninsula: A new tectonic model of the Cretaceous Korean Peninsula // *Lithos*. 2016. N 262. P. 88–106.
 104. Kimura K., Kiji M. K–Ar ages of high-magnesian andesite and basalt sheets intruded into the Mino–Tamba belt, Southwest Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1993. V. 99, N 3. P. 205–208 (in Japanese).
 105. Koh H.J., Kwon C.W., Park S.I., Park J., Kee W.S. Geological report of the Julpo Sheet (1:50 000). Daejeon: Korea Institute of Geoscience and Mineral Resources, 2013. P. 81 (in Korean with Engl. abstr.).
 106. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // *PPP*. 1989. V. 69, N 3–4. P. 213–232.
 107. Kojima S., Kemkin I.V., Kametaka M., Ando A. A correlation of accretionary complexes between southern Sikhote-Alin of Russia and Inner Zone of Southwest Japan // *Geosci. J.* 2000. N 4. P. 175–185.
 108. Kojima S., Tsukada K., Otoh S., Yamakita S., Ehiro M., Dia C., Kirillova G.L., Dymovich V.A., Eichwald L.P. Geological relationship between Anyui metamorphic complex and Samarka terrane, Far East Russia // *Island Arc*. 2008. N 17. P. 502–516.
 109. Kon Y., Ejima T., Morita S., Takagi T. Spatial U–Pb age distribution of plutonic rocks in the central Abukuma Plateau, northeastern Japan Arc // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2015. N 110. P. 145–149.
 110. Kutsukake T. Petrology and geochemistry of a calcic and ferrous granitoid pluton: the Mitsuhashi Granite in the Ryoke Belt, southwest Japan // *J. Mineral., Petrol. and Econ. Geol.* 1997. N 92. P. 231–244.
 111. Kutsukake T. Geochemical characteristics and variations of the Ryoke granitoids, Southwest Japan: Petrogenetic implications for the plutonic rocks of a magmatic arc // *Gondwana Res.* 2002. V. 5, N 2. P. 355–372.
 112. Li J., Ma Z., Zhang Y., Dong S., Li Y., Lu M., Tan J. Tectonic evolution of Cretaceous extensional basins in Zhejiang Province, eastern South China // *Intern. Geol. Rev.* 2014. V. 56, N 13. P. 1602–1629.
 113. Ling M.X., Wang F.Y., Ding X., Hu Y.H., Zhou J.B., Zartman R.E., Yang X.Y., Sun W.D. Cretaceous ridge subduction along the Lower Yangtze Belt, eastern China // *Econ. Geol.* 2009. N 104. P. 303–321.

114. Ling Y.Y., Zhang J.J., Liu K., Ge M.H., Wang M., Wang J.M. Geochemistry, geochronology, and tectonic setting of Early Cretaceous volcanic rocks in the northern segment of the Tan-Lu Fault region, northeast China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. N 144. P. 303–322.
115. Liu P., Mao J., Santosh M., Baod Z., Zeng X., Jia L. Geochronology and petrogenesis of the Early Cretaceous A-type granite from the Feie'shan W-Sn deposit in the eastern Guangdong Province, SE China: Implications for W-Sn mineralization and geodynamic setting // *Lithos.* 2018. N 300–301. P. 330–347.
116. Ma X.H., Cao R., Zhou Z.H., Zhu W.P. Early Cretaceous high-Mg diorites in the Yanji area, northeastern China: petrogenesis and tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 97. P. 393–405.
117. Ma X.H., Zhu W.P., Zhou Z.H., Qia S.L. Transformation from Paleo-Asian Ocean closure to Paleo-Pacific subduction: New constraints from granitoids in the eastern Jilin-Heilongjiang Belt, NE China // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 261–286.
118. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
119. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos.* 2005. V. 79. P. 1–24.
120. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayashi M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // *Island Arc.* 1997. V. 6. P. 121–142.
121. Matthews K.J., Seton M., Muller R.D. A global-scale plate reorganization event at 105–100 Ma // *Earth & Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 355–356. P. 283–298.
122. Mizutani S., Kojima S. Mesozoic radiolarian biostratigraphy of Japan and collage tectonics along the eastern continental margin of Asia // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 96, N 1–2. P. 3–22.
123. Moreno T., Wallis S., Kojima T., Gibbins W. The geology of Japan. *Geol. Soc., London.* 2016.
124. Morley C.K. Late Cretaceous–Early Palaeogene tectonic development of SE Asia // *Earth-Sci. Rev.* 2012. V. 115. P. 37–75.
125. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *Island Arc.* 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
126. Nguyen T.T.B., Satir M., Siebel W., Chen F. Granitoids in the Dalat zone, southern Vietnam: age constraints on magmatism and regional geological implications // *Intern. J. Earth Sci. (Geologische Rundschau).* 2004. V. 93. P. 329–340.
127. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific // *USGS Prof. Pap.* 2000. 1626.
128. Ouyang H., Mao J., Santosh M., Zhou J., Zhou Z., Wu Y., Hou L. Geodynamic setting of Mesozoic magmatism in NE China and surrounding regions: Perspectives from spatio-temporal distribution patterns of ore deposits // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 78. P. 222–236.
129. Pallares C., Bellon H., Benoit M., Maury R.C., Aguillón-Robles A., Calmus T., Cotten J. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México // *Lithos.* 2008. V. 105. P. 162–180.
130. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
131. Pease V., Miller E., Wyld S.J., Sokolov S., Akinin V., Wright J.E. U–Pb zircon geochronology of Cretaceous arc magmatism in eastern Chukotka, NE Russia, with implications for Pacific plate subduction and the opening of the Amerasia Basin // *Geol. Soc., London, Spec. Publ.* 2017. V. 460. P. 159–182.
132. Qiu J.S., Wang D.Z., McInnes B.I.A., Jiang S.Y., Wang R.C., Kanisawa S. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sci.* 2004. V. 95. P. 227–236.
133. Ren Y.S., Ju N., Zhao H.L., Wang H., Hou K.J., Liu S. Geochronology of metallogenetic porphyry bodies from the Nongping Au–Cu deposit in the Eastern Yanbian Area, NE China: implications for metallogenic environment // *Acta Geologica Sinica.* 2012. V. 86. P. 619–629.
134. Safonova I., Maruyama S., Litaso, K. Generation of hydrous-carbonated plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // *Tectonophysics.* 2015. V. 662. P. 454–471.
135. Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Turkeic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *An. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. V. 24. P. 263–337.
136. Setiawan N.I., Osanai Y., Nakano N., Adachi T., Yonemura K., Yoshimoto A., Setiadji L.D., Kaharuddin M.K., Wahyudiono J. Geochemical characteristics of metamorphic rocks from South Sulawesi, Central Java, South and West Kalimantan in Indonesia // *Asian Engineering J.* 2014. V. 3, N 1. P. 107–127.
137. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G.E., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // *Earth Sci. Rev.* 2012. V. 113. P. 212–270.
138. Sheth H.C. Large igneous provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // *Earth-Sci. Rev.* 2007. V. 85, N 3–4. P. 117–124.
139. Sorokin A.A., Sorokin A.P., Ponomarchuk, V.A., Travin A.V. The age and geochemistry of volcanic rocks on the eastern flank of the Umlekan–Ogodzha volcanoplutonic belt (Amur region) // *Russian Geol. and Geophys.* 2010. V. 51. P. 369–379.
140. Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // *Earth-Sci. Rev. International Magazine for Geo-Scientists.* 1976. V. 12. P. 1–33.
141. Streckeisen A. IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Classification and nomenclature of volcanic rocks. Lamprophyres, carbonatites and melilitite rocks. Recommendations and suggestions // *Neues Jahrbuch für Mineralogie.* 1978. V. 143. P. 1–14.
142. Sun J.G., Chen L., Zhao J.K., Men L.J., Pang W., Chen D., Liang S.N. SHRIMP U–Pb dating of zircon from Late Yanshanian granitic complex in Xiaoxinancha gold-rich copper orefield of Yanbian and its geological implications // *Mineral Deposits.* 2008. V. 27. P. 319–328. (in Chinese with Engl. abstr.).
143. Sun M.D. Late Mesozoic Magmatism and its Tectonic implication for the Jiamusi Block and adjacent areas of NE China. Thesis is presented for the Degree of Doctor of Philosophy of Curtin University, 2013.
144. Sun M.D., Chen H.L., Zhang F.Q., Wilde S.A., Dong C.W.,

- Yang, S.F. A 100 Ma bimodal composite dyke complex in the Jiamusi Block, NE China: An indication for lithospheric extension driven by Paleo-Pacific roll-back // *Lithos*. 2013. V. 162–163. P. 317–330.
145. Sun S.J., Zhang L.P., Zhang R.Q., Ding X., Zhu H.L., Zhang Z.F., Sun W.D. Mid–Late Cretaceous igneous activity in South China: the Qianjia example, Hainan Island // *Intern. Geol. Rev.* 2017. DOI: 10.1080/00206814.2017.1402379.
 146. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds). *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
 147. Takahashi Y., Kagashima S.I., Mikashiba M.U. Geochemistry of adakitic quartz diorite in the Yamizo Mountains, central Japan: Implications for Early Cretaceous adakitic magmatism in the inner zone of southwest Japan // *The Island Arc*. 2005. V. 14. P. 150–164.
 148. Takatsuka K., Kawakami T., Skrzypek E., Sakata S., Obayashi H., Hirata T. Age gap between the intrusion of gneissose granitoids and regional high-temperature metamorphism in the Ryoke belt (Mikawa area), central Japan // *The Island Arc*. 2017. V. 27, N 1. e12224.
 149. Tanase A., Yamada N., Wakita K. Hayashida andesite – 100 Ma calc-alkaline andesite in the uppermost reaches of Kuzuryu River, central Japan // *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100, N 8. P. 635–638 (in Japanese).
 150. Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Ages of igneous rocks in the southern part of Primorye, Far East Russia // *Memoirs of the National Museum of Nature and Sci.* 2016. V. 51. P. 71–78.
 151. Wakita K., Miyazaki K., Zulkarnain I., Sopaheluwakan J., Sanyoto P. Tectonic implication of new age data for the Meratus Complex of South Kalimantan, Indonesia // *The Island Arc*. 1998. V. 7. P. 202–222.
 152. Wakita K. Cretaceous accretionary: collision complexes in central Indonesia // *J. Asian Earth Sci.* 2000. V. 18. P. 739–749.
 153. Wakita K., Metcalfe I. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2005. V. 24. P. 670–702.
 154. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discriminations and petrogenesis // *Contrib. Miner. & Petrol.* 1987. V. 95, N 4. P. 407–419.
 155. Wong J., Sun M., Xing G.F., Li X.H., Zhao G.C., Wong K., Wu F.Y. Zircon U–Pb and Hf isotopic study of Mesozoic felsic rocks from eastern Zhejiang, South China: Geochemical contrast between the Yangtze and Cathaysia blocks // *Gondwana Res.* 2011. V. 19. P. 244–259.
 156. Wood D.A. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.
 157. Wu F.Y., Sun D.Y., Li H., Jahn B.M., Wilde S. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis // *Chem. Geol.* 2002. V. 187. P. 143–173.
 158. Wu F.Y., Han R.H., Yang J.H., Wilde S.A., Zhai M.G., Park S.C. Initial constraints on the timing of granitic magmatism in North Korea using U–Pb zircon geochronology // *Chem. Geol.* 2007. V. 238. P. 232–248.
 159. Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C., Zhang Y.B., Grant M.L., Wilde S., Jahn B.M. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *J. Asian Earth Sci.* 2011. V. 41. P. 1–30.
 160. Wu J.T.J., Jahn B.M., Nechaev V., Chashchin A., Popov V., Yokoyama K., Tsutsumi Y. Geochemical characteristics and petrogenesis of adakites in the Sikhote-Alin area, Russian Far East // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 512–529.
 161. Wu K., Lin M.-X., Sun W., Guo J., Zhang C.-C. Major transition of continental basalts in the Early Cretaceous: Implications for the destruction of the North China Craton // *Chem. Geol.* 2017. V. 470. P. 93–106.
 162. Xu C., Shi H., Barnes C.G., Zhou Z. Tracing a late Mesozoic magmatic arc along the Southeast Asian margin from the granitoids drilled from the northern South China Sea // *Intern. Geol. Rev.* 2015. V. 58, N 1. P. 71–94.
 163. Yamada N., Takizawa F., Tanase A., Kawada K. K-Ar ages of the Oyashirazu Formation: an evidence of about 100 Ma andesitic volcanism in the border area of Toyama and Niigata prefectures, central Japan // *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*. 2001. V. 55. P. 113–118 (in Japanese).
 164. Yan Q., Metcalfe I., Shi X. U-Pb isotope geochronology and geochemistry of granites from Hainan Island (northern South China Sea margin): Constraints on late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution // *Gondwana Res.* 2017. V. 49. P. 333–349.
 165. Yan Q., Metcalfe I., Shi X., Zhang P., Li F. Early Cretaceous granitic rocks from the southern Jiaodong Peninsula, eastern China: implications for lithospheric extension // *Intern. Geol. Rev.* 2018. DOI: 10.1080/00206814.2018.1474388.
 166. Yang J., Zhao Z., Hou Q., Niu Y., Mo X., Shenge D., Wang L. Petrogenesis of Cretaceous (133–84 Ma) intermediate dykes and host granites in southeastern China: Implications for lithospheric extension, continental crustal growth, and geodynamics of Palaeo-Pacific subduction // *Lithos*. 2018. V. 296–299. P. 195–211.
 167. Yang Q., Mizutani S., Nagai H. Biostratigraphic correlation between the Nadanhada Terrane of NE China and Mino Terrane of Central Japan // *J. Earth & Planet. Sci., Nagoya Univ.* 1993. V. 40. P. 27–43.
 168. Yang W., Li S.G. Geochronology and geochemistry of the Mesozoic volcanic rocks in Western Liaoning: implications for lithospheric thinning of the North China Craton // *Lithos*. 2008. V. 102. P. 88–117.
 169. Yokoyama K., Shigeoka M., Otomo Y., Tokuno K., Tsutsumi Y. Uraninite and thorite ages of around 400 granitoids in the Japanese Islands // *Memory of National Museum of Nature and Sci.* 2016. V. 51. P. 1–24.
 170. Zamoras L., Grace M., Karlo M., Edanjarlo Q., Carla M., Jjillian D., Gabo A., Yumul G. Engineering Buruanga peninsula and Antique Range: Two contrasting terranes in Northwest Panay, Philippines featuring an arc–continent collision zone // *Island Arc*. 2008. V. 17. P. 443–457.
 171. Zhang Y., Dong S., Shi W. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China // *Tectonophysics*. V. 363. P. 243–258.
 172. Zhao J.L., Qiu J.S., Liua L., Wang R.Q. The Late Cretaceous I- and A-type granite association of southeast China: Implications for the origin and evolution of post-collisional extensional magmatism // *Lithos*. 2016. V. 240–243. P. 16–33.
 173. 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) and their implication on regional tectonic evolution // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 146. P. 383–401.
174. Zharov A.E. South Sakhalin tectonics and geodynamics: A model for the Cretaceous-Paleogene accretion of the East Asian continental margin // *Russian Journal of Earth Sci.* 2005. V 7, N 5. P. 1–31.
175. Zheng W., Mao J.W., Pirajno F., Zhao H.J., Zhao C.S., Mao Z.H., Wang Y.J. Geochronology and geochemistry of the Shilu Cu–Mo deposit in the Yunkai area, Guangdong Province, South China and its implication // *Ore Geo. Rev.* 2015. V. 67. P. 382–398.
176. Zhou Y., Liang X., Kröner A., Cai Y., Shao T., Wen S., Jiang Y., Fu J., Wang C., Dong C. Late Cretaceous lithospheric extension in SE China: Constraints from volcanic rocks in Hainan Island // *Lithos.* 2015. V. 32. P. 100–110.
177. Zybrev S.V., Matsuoka A. Late Jurassic (Tithonian) radiolarians from a clastic unit of the Khabarovsk complex (Russian Far East): Significance for subduction accretion timing and terrane correlation // *Island Arc.* 1999. V. 8, N 1. P. 30–37.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

После доработки 20.11. 2018 г.

принята к публикации 14.01.2019 г.

A.I. Khanchuk, A.V. Grebennikov, V.V. Ivanov

Albian–Cenomanian marginal continental orogenic belt and igneous province of the Pacific Asia

The generalized analysis of geology and results of about 300 precision geochronological and geochemical determinations has identified the Albian–Cenomanian orogeny and simultaneous formation of igneous province on the Pacific Asia. The orogenic belt represents a neofomed region of continental lithosphere resulted from deformation of mainly Jurassic-Early Cretaceous epiocceanic terranes. The igneous province is made up of volcanic and intrusive complexes mostly Albian which are syn-orogenic within the belt boundaries and post-orogenic outside the belt. Igneous rocks include A-, I-, and S- types of granitoids; adakites; basalts and their intrusive analogues (VAB, OIB). The formation of both orogenic belt and igneous province took place in tectonic setting of transform continental margin, between 110 and 95 Ma. The interval of 103–97 Ma became the peak of magmatic and mountain forming activity caused by intrusion of hot asthenospheric magma through slabs of the pre-Albian subduction. The Albian–Cenomanian age of large gold, copper, tungsten, tin and other ore deposits argues in favour of a proper metallogenic province. First data on the age of the granite from the Malmyzh deposit within the Sikhote-Alin ridge are reported (100–97 Ma).

Key words: orogenic belt, igneous province, Albian, Cenomanian, geochronology, geochemistry, Sikhote-Alin, Pacific Asia.

Supplementary Table

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|-------------|-------------|----------|
| 1 | 129.333333 | 69.098889 | 94.6±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 2 | 119.331667 | 26.153056 | 94.8±0.7 | LA-ICP-MS | Плутонические | АФ Гранит | А-тип | [78] |
| 3 | 130.793333 | 42.938611 | 95.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | - | [117] |
| 4 | 130.235278 | 33.634722 | 95.0±1.4 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 5 | 130.790556 | 42.939167 | 95.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | - | [117] |
| 6 | 109.343453 | 18.383920 | 95.0±3.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | АФ Гранит | А-тип | [164] |
| 7 | 117.295413 | 23.944338 | около 95 | LA-ICP-MS | Плутонические | АФ Гранит | І-тип | [132] |
| 8 | 140.520556 | 38.171944 | 95.1±1.4 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 9 | 130.509444 | 33.561111 | 95.1±2.8 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 10 | 130.145556 | 33.483056 | 95.2±1.2 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 11 | 117.688873 | 24.524453 | 95.2±1.5 | 40Ar/39Ar | Плутонические | Гранодиорит | І-тип | [65] |
| 12 | 126.927732 | 34.527173 | 95.3±1.4 | SHRIMP | Плутонические | Сиеногранит | А-тип | [103] |
| 13 | 139.074088 | 62.407880 | 95.4±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Диорит | - | [33] |
| 14 | 117.688873 | 24.524453 | 95.4±1.7 | 40Ar/39Ar | Плутонические | Монцогранит | І-тип | [65] |
| 15 | 132.968889 | 34.075000 | 95.6±2.4 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 16 | 122.416361 | 29.942778 | 95.8±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | АФ Гранит | І-тип | [172] |
| 17 | 134.658536 | 45.130404 | 95.8±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | S-тип | [33] |
| 18 | 139.890000 | 38.391389 | 95.8±1.2 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 19 | 126.687300 | 34.763204 | 95.9±0.7 | SHRIMP | Плутонические | АФ Гранит | А-тип | [103] |
| 20 | 139.779403 | 36.681944 | 95.9±2.4 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 21 | 126.593965 | 34.673214 | 96.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | - | - | [100] |
| 22 | 126.665253 | 34.761879 | 96.0±1.0 | SHU-Zr | Плутонические | Гранит | - | [100] |
| 23 | 109.704890 | 18.690572 | 96.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | Адакит | [164] |
| 24 | 134.051917 | 44.489056 | 96.1±1.9 | SHRIMP | Плутонические | Вебстерит | - | [33] |
| 25 | 126.687300 | 34.763204 | 96.2±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Сиеногранит | А-тип | [103] |
| 26 | 135.839406 | 45.552077 | 96.2±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Диорит | - | [33] |
| 27 | 129.318888 | 66.098889 | 96.4±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 28 | 148.492500 | 61.338611 | 96.6±0.8 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 29 | 137.632500 | 36.971389 | 96.6±4.8 | K-Ar | Вулканические | Андезит | - | [163] |
| 30 | 140.415000 | 37.503000 | 96.7±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | І-тип | [109] |
| 31 | 166.003687 | 63.784912 | 96.7±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | S-тип | [33] |
| 32 | 132.740000 | 33.880000 | 96.8±2.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 33 | 119.169167 | 26.857500 | 96.9±0.5 | LA-ICP-MS | Плутонические | QAF Сиенит | А-тип | [78] |
| 34 | 117.775000 | 24.791667 | 97.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | І-тип | [67] |
| 35 | 109.116876 | 18.503944 | 97.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | І-тип | [145] |
| 36 | 126.593965 | 34.673214 | 97.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | - | - | [100] |
| 37 | 135.264323 | 45.461868 | 97.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцодиорит | - | [33] |
| 38 | 135.469064 | 45.537129 | 97.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | І-тип | [38] |
| 39 | 160.317500 | 60.700833 | 97.0±1.1 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [28] |
| 40 | 132.878056 | 33.941111 | 97.0±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|---------------|-------------|---------------------------|
| 41 | 126.665253 | 34.761879 | 97.0±3.0 | SHU-Zr | Плутонические | Гранит | - | [100] |
| 42 | 139.896111 | 38.023056 | 97.2±0.6 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 43 | 169.406944 | 66.879167 | 97.2±0.9 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | Адакит | [49] |
| 44 | 140.060278 | 38.501111 | 97.2±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 45 | 139.804167 | 38.173056 | 97.2±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 46 | 126.687300 | 34.763204 | 97.3±0.6 | SHRIMP | Плутонические | AF Гранит | А-тип | [103] |
| 47 | 132.696655 | 50.226729 | 97.4±6.5 | SHRIMP | Плутонические | Диорит | І-тип | [33] |
| 48 | 122.392389 | 30.023333 | 97.6±0.9 | LA-ICP-MS | Плутонические | Сиеногранит | І-тип | [172] |
| 49 | 130.150000 | 65.727778 | 97.7±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [33] |
| 50 | 134.303167 | 45.156389 | 97.8±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Габбро | - | [33] |
| 51 | 117.684339 | 24.521885 | 97.9±1.6 | 40Ar/39Ar | Плутонические | Монцогранит | І-тип | [65] |
| 52 | 139.330000 | 36.695278 | 97.9±1.8 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 53 | 117.841667 | 24.575000 | 98.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | AF Гранит | І-тип | [67] |
| 54 | 126.602528 | 34.662693 | 98.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | Риолит | - | [100] |
| 55 | 126.411345 | 34.937627 | 98.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | - | - | [97] |
| 56 | 135.926944 | 34.738056 | 98.0±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 57 | 178.553247 | 64.810212 | 98.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Диорит | - | [33] |
| 58 | 109.205583 | 12.275000 | 98.0±1.2 | LA-ICP-MS | Плутонические | AF Гранит | А-тип | Голозубов В.В. (не опуб.) |
| 59 | 132.261944 | 52.914999 | 98.0±5.0 | K-Ar | Вулканические | Андезибазальт | - | [33] |
| 60 | 130.747778 | 33.660833 | 98.1±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 61 | 148.593611 | 61.269167 | 98.3±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [1] |
| 62 | 130.073333 | 33.471944 | 98.5±1.0 | EPMA age | Плутонические | Аплит | - | [169] |
| 63 | 130.747778 | 33.660833 | 98.5±1.2 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 64 | 139.918056 | 38.004722 | 98.2±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 65 | 135.642778 | 34.951667 | 98.7±2.2 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 66 | 135.533333 | 35.051111 | 98.8±1.2 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 67 | 137.319300 | 35.037100 | 98.9±0.9 | LA-ICP-MS | Плутонические | Тоналит | І-тип | [148] |
| 68 | 109.116876 | 18.503944 | 99.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | І-тип | [145] |
| 69 | 126.593965 | 34.673214 | 99.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | - | - | [100] |
| 70 | 126.665253 | 34.761879 | 99.0±1.0 | SHU-Zr | Плутонические | Гранит | - | [100] |
| 71 | 135.469889 | 45.547275 | 99.0±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | І-тип | [38] |
| 72 | 140.474722 | 37.297222 | 99.0±1.4 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | S-тип | [86] |
| 73 | 132.771389 | 33.888056 | 99.0±2.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 74 | 151.630000 | 60.428611 | 99.0±3.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [2] |
| 75 | 150.724629 | 59.821307 | 99.0±8.0 | Rb-Sr | Плутонические | Гранодиорит | - | [22] |
| 76 | 131.583333 | 49.100000 | 99.1±1.0 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Трахит | А-тип | [45] |
| 77 | 140.440000 | 59.823056 | 99.2±0.8 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | І-тип | [2] |
| 78 | 109.116876 | 18.503944 | 99.2±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Срх Норит | (VAB)* | [145] |
| 79 | 139.395278 | 36.605278 | 99.2±1.7 | EPMA age | Плутонические | Аплит | - | [169] |
| 80 | 139.383056 | 36.553889 | 99.2±2.5 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|-------------|-------------|----------|
| 81 | 130.843611 | 33.705000 | 99.2±2.8 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 82 | 130.747778 | 33.660833 | 99.4±2.2 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 83 | 136.761111 | 35.902222 | 99.4±5.0 | K-Ar | Вулканические | Андезит | - | [149] |
| 84 | 107.288057 | 11.065688 | 99.6±1.8 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [126] |
| 85 | 166.759045 | 63.838395 | 99.7±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Срх Норит | (VAB)* | [33] |
| 86 | 130.843611 | 33.705000 | 99.8±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 87 | 140.341944 | 59.892222 | 99.8±1.5 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | - | [2] |
| 88 | 131.475000 | 49.033333 | 99.9±0.2 | 40Ar/39Ar | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [45] |
| 89 | 129.854444 | 46.318056 | 100.0±0.1 | LA-ICP-MS | Вулканические | Дациит | I-тип | [114] |
| 90 | 126.602528 | 34.662693 | 100.0±1.0 | SHU-Zr | Вулканические | Риолит | - | [100] |
| 91 | 134.225556 | 43.667500 | 100.0±1.5 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [33] |
| 93 | 117.600000 | 24.644444 | 100.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [67] |
| 94 | 130.396944 | 47.580556 | 100.0±2.0 | SHRIMP | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [144] |
| 95 | 130.396944 | 47.580556 | 100.0±2.0 | SHRIMP | Вулканические | Долерит | (VAB)* | [144] |
| 96 | 162.994987 | 62.728262 | 100.1±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Срх Норит | Адакит | [33] |
| 97 | 140.474722 | 37.206111 | 100.1±1.1 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | S-тип | [86] |
| 98 | 166.818687 | 63.876726 | 100.1±0.8 | SHRIMP | Плутонические | Срх Норит | (VAB)* | [33] |
| 99 | 121.083194 | 29.222889 | 100.1±1.7 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q Диорит | Адакит | [155] |
| 100 | 134.195278 | 43.635000 | 100.2±1.6 | SHRIMP | Плутонические | Ol Норит | (OIB)* | [33] |
| 101 | 131.116667 | 49.133333 | 100.3±0.2 | 40Ar/39Ar | Плутонические | Сиеногранит | A-тип | [45] |
| 102 | 130.843611 | 33.705000 | 100.3±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 103 | 135.631667 | 35.108333 | 100.4±2.3 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 104 | 135.861714 | 46.453567 | 100.5±0.9 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [35] |
| 105 | 140.454722 | 59.821389 | 100.5±2.3 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | - | [2] |
| 106 | 140.341944 | 59.892222 | 100.7±0.4 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | S-тип | [2] |
| 107 | 130.622500 | 49.118333 | 100.9±0.2 | 40Ar/39Ar | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [45] |
| 108 | 130.629250 | 49.123225 | 100.9±0.3 | 40Ar/39Ar | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [45] |
| 109 | 109.056805 | 18.546267 | 101.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [164] |
| 110 | 176.942260 | 69.270731 | 101.0±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [82] |
| 111 | 166.030928 | 63.801059 | 101.0±1.6 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [33] |
| 112 | 134.827175 | 45.142161 | 101.0±2.0 | K-Ar | Плутонические | AF Гранит | S-тип | [51] |
| 113 | 132.678701 | 50.227154 | 101.0±2.0 | SHRIMP | Плутонические | Диорит | - | [33] |
| 114 | 137.503611 | 35.061667 | 101.0±2.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 115 | 151.074062 | 59.818156 | 101.0±4.0 | Rb-Sr | Плутонические | Гранодиорит | - | [22] |
| 116 | 135.898333 | 35.070556 | 101.1±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 117 | 135.642778 | 34.951667 | 101.1±2.3 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 118 | 133.840889 | 43.472000 | 101.2±1.7 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [150] |
| 119 | 120.437543 | 28.130191 | 101.2±2.1 | LA-ICP-MS | Плутонические | AF Гранит | A-тип | [132] |
| 120 | 140.717000 | 37.151000 | 101.3±1.1 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [109] |
| 121 | 130.150000 | 65.727778 | 101.3±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Q Диорит | - | [33] |
| 122 | 131.128262 | 49.141282 | 101.5±0.1 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Риолит | A-тип | [45] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|---------------|-------------|----------|
| 123 | 110.504777 | -0.166576 | 101.5±0.6 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [79] |
| 124 | 135.484711 | 45.529193 | 101.5±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [33] |
| 125 | 162.934720 | 62.734760 | 101.5±0.8 | SHRIMP | Плутонические | Сиеногранит | S-тип | [33] |
| 126 | 109.534604 | 18.379469 | 101.5±1.1 | LA-ICP-MS | Вулканические | Риолит | I-тип | [176] |
| 127 | 130.057500 | 33.464167 | 101.5±3.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 128 | 135.779444 | 35.164444 | 101.5±5.2 | K-Ar | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [98] |
| 129 | 140.372222 | 39.804167 | 101.6±0.9 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 130 | 140.310833 | 37.997778 | 101.6±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 131 | 177.042436 | 66.253156 | 101.6±1.4 | SHRIMP | Плутонические | Монцодиорит | - | [33] |
| 132 | 167.516111 | 66.345833 | 101.6±2.3 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Андезит | Адакит | [49] |
| 133 | 135.600000 | 35.116111 | 101.6±2.3 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 134 | 131.557508 | 43.359739 | 101.7±1.0 | LA-ICP-MS | Вулканические | AF Риолит | Адакит | [160] |
| 135 | 115.980925 | 21.458174 | 101.7±2.5 | SIMS | Плутонические | Монцогранит | Адакит | [162] |
| 136 | 140.587778 | 38.326389 | 101.8±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 137 | 140.404722 | 39.740556 | 101.9±1.5 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 138 | 134.500000 | 45.116660 | 101.9±2.8 | Rb-Sr | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 139 | 117.813889 | 24.633333 | 102.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [161] |
| 140 | 134.680000 | 44.441389 | 102.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [173] |
| 141 | 132.819334 | 50.321242 | 102.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Q Диорит | - | [33] |
| 142 | 178.457447 | 64.903919 | 102.0±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Габбродиорит | - | [33] |
| 143 | 130.747778 | 33.660833 | 102.1±1.3 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 144 | 133.131588 | 53.010589 | 102.1±1.4 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Дацит | Адакит | [139] |
| 145 | 150.923333 | 59.556111 | 102.2±0.9 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [2] |
| 146 | 178.937907 | 64.965055 | 102.2±1.8 | SHRIMP | Плутонические | Габбродиорит | - | [33] |
| 147 | 118.719528 | 24.878831 | 102.3±0.8 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | Адакит | [166] |
| 148 | 109.534604 | 18.379469 | 102.4±1.1 | LA-ICP-MS | Вулканические | Андезибазальт | (VAB)* | [176] |
| 149 | 135.907500 | 35.111667 | 102.4±3.8 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 151 | 133.187583 | 42.718556 | 102.6±2.7 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [33] |
| 153 | 140.391111 | 59.898611 | 102.7±1.6 | SHRIMP | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [2] |
| 154 | 134.716667 | 44.416667 | 102.8±1.7 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [90] |
| 155 | 130.323056 | 44.584722 | 103.0±0.0 | LA-ICP-MS | Вулканические | Дацит | Адакит | [114] |
| 156 | 128.916636 | 36.241466 | 103.0±1.0 | SHRIMP | Вулканические | - | - | [101] |
| 157 | 132.713542 | 50.143181 | 103.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Q Диорит | I-тип | [33] |
| 158 | 140.402778 | 59.883056 | 103.0±1.0 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | I-тип | [2] |
| 159 | 140.502778 | 38.930833 | 103.0±1.3 | EPMA age | Плутонические | Q Диорит | - | [169] |
| 160 | 135.871222 | 46.440794 | 103.0±1.5 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [35] |
| 161 | 130.378889 | 47.327500 | 103.0±2.0 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | A-тип | [143] |
| 162 | 128.026573 | 35.074246 | 103.0±2.0 | SHRIMP | Вулканические | - | - | [101] |
| 163 | 132.621409 | 52.772273 | 103.0±7.0 | SHRIMP | Вулканические | Андезит | - | [33] |
| 164 | 139.430833 | 42.135833 | 103.1±0.6 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|------------------|-------------|----------|
| 165 | 135.552500 | 35.179722 | 103.1±5.1 | K-Ar | Плутонические | Q Монцодиорит | Адакит | [98] |
| 166 | 130.916667 | 48.916667 | 103.2±0.2 | 40Ar/39Ar | Вулканические | AF Риолит | A-тип | [45] |
| 167 | 170.459722 | 67.742222 | 103.2±1.2 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | - | [48] |
| 168 | 174.436636 | 68.706111 | 103.2±1.2 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | S-тип | [49] |
| 169 | 133.379190 | 42.766245 | 103.3±2.4 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | S-тип | [95] |
| 170 | 140.436667 | 37.402222 | 103.4±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 171 | 132.240567 | 44.457503 | 103.4±1.4 | LA-ICP-MS | Вулканические | Дацит | Адакит | [160] |
| 172 | 160.317500 | 60.700833 | 103.4±1.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [81] |
| 173 | 134.482778 | 45.060556 | 103.5±0.8 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | A-тип | [57] |
| 174 | 130.073333 | 33.471944 | 103.5±1.0 | EPMA age | Плутонические | Аплит | - | [169] |
| 175 | 134.437497 | 44.193056 | 103.5±1.5 | SHRIMP | Плутонические | Q Монцонит | Адакит | [34] |
| 176 | 134.502647 | 45.118703 | 103.5±2.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [57] |
| 177 | 134.827175 | 45.142161 | 103.5±2.0 | K-Ar | Плутонические | Сиеногранит | S-тип | [51] |
| 178 | 139.931111 | 38.173056 | 103.8±1.4 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 179 | 135.552500 | 35.179722 | 103.9±2.3 | K-Ar | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [98] |
| 180 | 117.833333 | 24.658333 | 104.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [67] |
| 181 | 128.237072 | 35.298472 | 104.0±1.0 | SHRIMP | Вулканические | - | - | [103] |
| 182 | 130.265278 | 48.370833 | 104.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | Адакит | [143] |
| 183 | 134.726667 | 67.592778 | 104.0±1.5 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 184 | 130.710000 | 44.757944 | 104.0±2.0 | SHRIMP | Вулканические | Риолит | Адакит | [143] |
| 185 | 175.817230 | 69.172100 | 104.2±0.6 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [82] |
| 186 | 140.557778 | 37.498056 | 104.2±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 187 | 135.862222 | 34.804167 | 104.2±2.3 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 189 | 114.817883 | 21.503933 | 104.4±1.2 | SIMS | Плутонические | Сиеногранит | Адакит | [162] |
| 190 | 134.343333 | 34.492500 | 104.4±2.2 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 191 | 130.073333 | 33.471944 | 104.4±2.9 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 192 | 139.962500 | 40.459722 | 104.6±0.7 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 193 | 160.300000 | 60.634722 | 104.6±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [27] |
| 194 | 135.861714 | 46.453567 | 104.9±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [35] |
| 195 | 135.844722 | 34.878889 | 104.9±2.4 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 196 | 167.516222 | 66.345556 | 104.9±2.9 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Андезибазальт | - | [47] |
| 198 | 170.235419 | 69.590465 | 105.0±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [82] |
| 199 | 140.566667 | 37.498056 | 105.0±0.8 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 200 | 117.833333 | 24.525000 | 105.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [67] |
| 201 | 117.833333 | 24.525000 | 105.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [67] |
| 202 | 117.816667 | 24.550000 | 105.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | AF Гранит | I-тип | [67] |
| 203 | 177.192000 | 69.196000 | 105.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 204 | 109.110753 | 18.477329 | 105.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [164] |
| 205 | 132.771389 | 33.888056 | 105.0±2.4 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|---------------|-------------|----------|
| 206 | 130.883056 | 43.216389 | 105.0±3.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | - | [142] |
| 207 | 124.783333 | 42.906111 | около 105 | LA-ICP-MS | Плутонические | Срх Норит | (VAB)* | [114] |
| 208 | 140.213333 | 36.703056 | 105.1±3.7 | EPMA age | Плутонические | Диорит | - | [169] |
| 209 | 140.653000 | 37.553000 | 105.2±0.8 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [109] |
| 210 | 117.583333 | 24.666667 | 105.2±1.9 | 40Ar/39Ar | Плутонические | Срх Норит | Адакит | [66] |
| 211 | 134.550000 | 45.077778 | 105.2±2.2 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 212 | 135.001942 | 45.220564 | 105.3±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцодиорит | (VAB)* | [36] |
| 213 | -172.876100 | 64.457133 | 105.3±1.0 | SHRIMP | Вулканические | Андезибазальт | (VAB)* | [131] |
| 214 | 176.849444 | 69.284167 | 105.3±1.2 | SHRIMP | Плутонические | Q Монцонит | - | [48] |
| 215 | 131.483333 | 49.025000 | 105.4±0.2 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Дацит | A-тип | [45] |
| 216 | 131.100000 | 44.400000 | 105.5±0.8 | LA-ICP-MS | Вулканические | Дацит | Адакит | [91] |
| 217 | 161.450000 | 61.133333 | 105.5±0.9 | SHRIMP | Плутонические | Тоналит | - | [81] |
| 218 | 135.929829 | 45.607879 | 105.5±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцодиорит | - | [33] |
| 219 | 130.145556 | 33.483056 | 105.5±1.2 | EPMA age | Плутонические | Пегматит | - | [169] |
| 220 | 176.942260 | 69.270731 | 105.6±0.5 | SHRIMP | Плутонические | Монцонит | - | [82] |
| 221 | 134.500000 | 45.116660 | 105.6±0.6 | SHRIMP | Плутонические | Монцогранит | Адакит | [33] |
| 222 | 140.774000 | 37.329000 | 105.6±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [109] |
| 223 | 134.343333 | 34.492500 | 105.6±1.7 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 224 | 135.817778 | 35.182222 | 105.6±1.9 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 225 | 134.513472 | 47.057778 | 105.6±2.1 | SHRIMP | Плутонические | Q Монцодиорит | I-тип | [35] |
| 226 | 133.692472 | 42.992889 | 105.7±11.4 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [150] |
| 227 | 134.485064 | 45.059669 | 105.8±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [57] |
| 228 | 177.224690 | 69.185380 | 105.8±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Монцонит | - | [82] |
| 229 | 135.827222 | 46.403611 | 105.9±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [90] |
| 230 | 139.133333 | 58.159444 | 106.0±1.7 | SHRIMP | Вулканические | Дацит | - | [2] |
| 231 | 127.424706 | 38.910314 | 106.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [158] |
| 232 | 126.635026 | 51.036923 | 106.0±2.0 | TIMS | Плутонические | AF Гранит | A-тип | [157] |
| 233 | 132.745083 | 53.121666 | 106.0±2.0 | Rb-Sr | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 234 | 135.000000 | 67.934444 | 106.0±2.0 | SHRIMP | Плутонические | Q Диорит | - | [33] |
| 235 | 170.979000 | 69.675000 | 106.0±2.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 236 | 132.941548 | 52.677511 | 106.0±5.0 | Rb-Sr | Плутонические | Гранодиорит | - | [33] |
| 237 | 121.894389 | 42.308306 | 106.1±0.8 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Базальт | (OIB)* | [168] |
| 238 | 140.603333 | 36.665833 | 106.1±2.1 | EPMA age | Плутонические | Гранодиорит | - | [169] |
| 239 | 135.745833 | 35.175833 | 106.1±5.3 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 240 | 140.550833 | 37.196944 | 106.5±1.0 | EPMA age | Плутонические | Гранитоид | - | [169] |
| 241 | 135.552500 | 35.179722 | 106.5±5.5 | K-Ar | Плутонические | Q Монцодиорит | Адакит | [98] |
| 242 | 177.190163 | 66.727292 | 106.7±3.4 | SHRIMP | Плутонические | Габбродиорит | - | [33] |
| 243 | 174.333333 | 68.783333 | 106.8±1.6 | SHRIMP | Вулканические | Трахиандезит | (VAB)* | [49] |
| 244 | 134.513472 | 47.057778 | 106.9±0.6 | Rb-Sr | Плутонические | Q Монцодиорит | I-тип | [33] |
| 245 | 130.145556 | 33.483056 | 106.9±1.4 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|-----------|--------------------|---------------|-------------|----------|
| 246 | 111.643611 | 22.172778 | 107.0±0.7 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [175] |
| 247 | 117.783333 | 24.766667 | 107.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [67] |
| 248 | 117.813889 | 24.652778 | 107.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [67] |
| 249 | 130.866389 | 43.194444 | 107.0±2.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | - | [142] |
| 250 | 130.883889 | 43.213611 | 107.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | - | [117] |
| 251 | 144.295089 | 60.186674 | 107.1±0.8 | SHRIMP | Плутонические | Q Монцодиорит | I-тип | [33] |
| 252 | 135.757844 | 45.373544 | 107.1±1.3 | SHRIMP | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [38] |
| 253 | 130.073333 | 33.471944 | 107.2±1.1 | EPMA age | Плутонические | Гранит | - | [169] |
| 254 | 131.386906 | 53.046995 | 107.3±2.4 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Андезит | Адакит | [139] |
| 255 | 130.145556 | 33.483056 | 107.5±1.6 | EPMA age | Плутонические | Аплит | - | [169] |
| 256 | 130.073333 | 33.471944 | 107.7±2.8 | EPMA age | Плутонические | Пегматит | - | [169] |
| 257 | 131.250000 | 48.966667 | 107.8±0.3 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Андезит | (VAB)* | [45] |
| 258 | 144.679825 | 60.213086 | 107.8±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранодиорит | Адакит | [33] |
| 259 | 126.354793 | 37.678378 | 108.0±1.0 | SHU-Zr | Плутонические | Гранит | A-тип | [83] |
| 260 | 126.100278 | 42.709444 | 108.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Сиеногранит | - | [159] |
| 261 | 128.341081 | 38.087517 | 108.0±3.0 | SHU-Zr | Вулканические | - | - | [99] |
| 262 | 135.733333 | 35.183333 | 108.0±5.0 | K-Ar | Вулканические | Андезит | (VAB)* | [104] |
| 263 | 134.506389 | 47.048056 | 108.1±1.1 | LA-ICP-MS | Плутонические | Q Монцодиорит | I-тип | [90] |
| 264 | 137.803056 | 49.346667 | 108.1±1.3 | LA-ICP-MS | Плутонические | Монцогранит | I-тип | [90] |
| 265 | 118.750000 | 25.000000 | 108.4±0.9 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [166] |
| 266 | 130.933333 | 48.950000 | 108.5±0.3 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Андезит | (VAB)* | [45] |
| 267 | 140.786000 | 37.196000 | 108.6±0.9 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-тип | [109] |
| 268 | 135.899528 | 46.558694 | 108.8±0.8 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | I-S-тип | [90] |
| 269 | 119.663944 | 35.666283 | 108.9±1.9 | LA-ICP-MS | Плутонические | AF Гранит | A-тип | [165] |
| 270 | 175.881000 | 69.172000 | 109.0±1.0 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 271 | 125.222327 | 38.623526 | 109.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [158] |
| 272 | 125.219411 | 38.979644 | 109.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Тоналит | - | [158] |
| 273 | 125.286729 | 38.774911 | 109.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [158] |
| 274 | 130.885000 | 43.214167 | 109.0±2.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранодиорит | - | [117] |
| 275 | 126.372353 | 36.570475 | 109.0±3.0 | SHU-Zr | Вулканические | Дацит | - | [102] |
| 276 | 135.745833 | 35.175833 | 109.0±5.4 | K-Ar | Плутонические | Лампрофир | (VAB)* | [85] |
| 277 | 126.615553 | 37.227973 | около 109 | SHU-Zr | Вулканические | Риолит | - | [102] |
| 278 | 175.881000 | 69.172000 | 109.5±0.7 | SHRIMP | Плутонические | Гранит | - | [33] |
| 279 | 127.866729 | 54.309167 | 109.8±1.4 | 40Ar/39Ar | Вулканические | Риолит | Адакит | [46] |
| 280 | 126.639528 | 35.772357 | 110.0±1.0 | SHU-Zr | Плутонические | Гранит | A-тип | [105] |
| 281 | 125.222327 | 38.623526 | 110.0±1.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Гранит | - | [158] |
| 282 | 125.675135 | 38.044718 | 110.0±3.0 | LA-ICP-MS | Плутонические | Вi-Гранит | - | [158] |
| 283 | 134.437497 | 44.193056 | 110.0±4.0 | K-Ar | Плутонические | Q монцогаббро | (VAB)* | [34] |

| № п/п | Долгота (в.д.) | Широта (с.ш.) | Возраст млн лет | Метод | Класс горных пород | Вид | Геохим. тип | Источник |
|-------|----------------|---------------|-----------------|--------|--------------------|--------------|-------------|----------|
| 284 | 140.324414 | 36.668453 | около 110 | К-Аг | Плутонические | Q Диорит | Адакит | [147] |
| 285 | 174.938459 | 65.779708 | около 110 | SHRIMP | Плутонические | Габбродиорит | - | [33] |
| 286 | 138.033333 | 49.333333 | 112-107 | Аг-Аг | Метаморфические | Слюды | - | [74] |

Примечание. QAF – кварцевый щелочно-полевошпатовый; VAB – базальты вулканических дуг; OIB – базальты океанических островов; * – согласно диаграмме [156].