

ЭТАП «АБСОЛЮТНОГО» ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ПЛИТ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ

А.В. Гребенников, С.А. Касаткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия; e-mail: greandr@hotmail.com

Поступила в редакцию 10 июня 2025 г.

История развития восточной окраины Азии в позднем мелу обусловлена движением палеоокеанической плиты в ЗСЗ направлении и в ССЗ – в раннем палеогене, сопровождавшемся магматизмом соответствующего геохимического состава. Однако промежуточный между этими событиями этап, а именно время, когда субдукция уступила место сдвиговым дислокациям, остается невыясненным, во многом, из-за отсутствия прямых геологических признаков и наличия на континентальной окраине различных (щелочные или известково-щелочные, высокоглинозёмистые и адакитовые) геохимических типов магматических производных. Структурные условия локализации магматических тел на территории Сихотэ-Алиня с возрастными датировками ~67–64 млн лет указывают на их формирование под действием ССВ сжатия, что соответствует «абсолютному» трансформному движению блоков на Восточной окраине Азии. Разнообразие проявления как бимодальных, так и смешанных (адакитоподобные и А-FG типы) геохимических характеристик пород объясняется активизацией сдвигов и глубиной проникновения ими как в подкоровые, так и во внутрикоровые магматические очаги и, как следствие, степенью влияния мантийных компонентов на гетерогенный субстрат континентальной литосферы.

Ключевые слова: мел-палеоцен, дорюфеевская свита, адакиты, А- и FG-граниты, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Совокупность петрологических исследований магматических образований и структурных условий их проявления позволяют получить целостную картину о возрасте и генезисе расплава, о составе и происхождении его источников, истории литосферной деформации в континентальной плите, что в конечном итоге позволяет воссоздать картину миграции, преобразования и условий локализации магматических расплавов, обусловленную геодинамическим режимом территории.

Мезо-кайнозойская геологическая история Тихоокеанской окраины отражает чередование геодинамических обстановок, вызванное взаимодействием океанической и континентальной плит [напр., 23]. Так, в позднемеловое (турон–кампан) время в результате конвергентного взаимодействия плит произошли трещинные извержения кислых магм, которые в совокупности с инициирующими их гранитоидными плутонами образовали гигантский по объёму и по своей протяженности Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (ВСАВП) андийского типа, являющийся центральным звеном

Восточно-Азиатского линеамента [напр. 16, 17, 24, 36]. Их магнезиально-железистый, известковый и известково-щелочной составы соответствуют высоко- и умеренноглинозёмистым кислым магмам. Образование таких расплавов объясняется частичным плавлением метаосадочных и метамагматических пород в относительно окислительной среде, что характерно для магматизма надсубдукционных геодинамических обстановок [24, 28, 34 и др.]. В раннем палеогене (~61–55 млн лет назад) произошёл очередной этап региональной магматической активности, породы которого резко отличаются по вещественному составу от пород ВСАВП. Сформированные в этот период вулканоплутонические ассоциации относятся к геохимическому А-типу, состав которых является результатом деструкции слэба и подъёма астеносферных потоков с последующим флюидным и термальным воздействием на континентальную литосферу. Пространственно-временным условием локализации этих магматических пород является растяжение континентальной коры в результате левосдвиговых дислокаций по ССВ системе разломов под действием ССЗ сжатия, сгенерированного косым

взаимодействием континентальной и океанической плит [31, 35].

Однако промежуточный между этими событиями этап остается неясным, а именно, как и когда происходит переход от субдукционного к трансформному движению на восточной окраине Азии.

Тщательный анализ морфологии и кинематики разломов, а также миграции депоцентров в раннепалеогеновых осадочных бассейнах, прилегающих к разломной системе Тан-Лу/Tan-Lu Fault System (TLFS), свидетельствует о том, что ССЗ субдукция палео-Тихоокеанской плиты под континентальную окраину привела к левосторонним смещениям вдоль TLFS начиная уже с ~65 млн лет назад с образованием структур растяжения в СВ Китае, Корее и прилегающих территориях вдоль системы сдвигов ССВ простирания [42]. В это же время (~70 млн лет назад), согласно модели [41 и ссылки в ней], зафиксировано изменение движения Тихоокеанской плиты с СЗ к ССВ направлению. Более того, согласно данным палеомагнитных исследований, рассчитанным относительно юго-западной части Сихотэ-Алиня, на рубеже 70–65 млн лет назад отмечается смена движения и континентальной плиты с ЮЮВ (~142°) на ЮЮЗ (~191°) [8]. Изотопно-геохимический состав пород мел-палеогеновых гранитоидов в зоне Санъин/San'in (запад Японии) и бассейне Кёнсан/Gyeongsang (восточное побережье Кореи) также имеют характерные различия на рубеже ~68 млн лет назад, что вероятно, отражает переход от позднемеловой транспрессии к трансенсии, согласно [33, 38].

На рубеже позднего мела–палеогена изменение движения литосферных плит привело к смене субдукционной границы Азиатского континента на трансформную [23], что выразилось в к деформации края континента по сдвигам и сбросо-сдвигам с образованием систем грабенов и сосдвиговых раздвигов, составивших Восточно-Азиатский грабеновый пояс, протягивающийся от Восточной Чукотки до Индокитая [4]. Постсубдукционные образования в Охотско-Чукотском ареале представлены бимодальными вулканогенными и субвулканическими ассоциациями нунлигранского комплекса (~67 млн лет) [19, 24]. Изотопный состав Sr и Nd, распределение петрогенных и редких элементов с отношениями некогерентных элементов свидетельствуют о формировании вулканических тел в обстановке окраинно-континентального рифтогенеза, что подтверждается сочетанием в их составе деплетированных, внутриплитных и надсубдукционных геохимических характеристик [22]. Как было установлено в южной части Сихотэ-Алиня [7, 31], время проявления аномальных гранитов А-типа (~67 млн лет) также следует рассматривать как начало

тектонической инверсии с СЗ на субмеридиональное поле напряжений непосредственно перед более значимым этапом сдвиговой тектонической обстановки раннего палеогена (~61–55 млн лет назад, [6]) в пределах северо-восточной окраины Азии.

Детальный анализ геологических карт различного масштаба и выявление структурных условий локализации позднемеловых магматических пород [напр., 7, 13, 24, 34] на территории Сихотэ-Алиня позволили выделить бимодальный вулканизм в составе левособольевского, пластунского и сияновского вулканических комплексов, сложенных туфами и игнимбритами дацит-риолитового состава, а самаргинского, дорофеевского и северянского – лавами и пирокластическими образованиями базальт-андезит-дацитового состава [напр. 10, 13, 24]. К сожалению, эти комплексы пород до настоящего времени остаются слабо изученными, а возрастные характеристики, соответствующие кампан-маастрихту, обоснованы, в основном, биостратиграфическими методами. Единичные данные U-Pb датировки по цирконам свидетельствуют о кристаллизации экзрузивных и эффузивных образований сияновского и пластунского комплексов в период 70.4 ± 0.7 и 69.4 ± 0.5 млн лет назад, соответственно [1, 18].

Как было отмечено в ряде детальных работ по палеоценовому магматизму территории Сихотэ-Алиня [7, 29, 31, 32], изотопно-геохимические особенности и флуктуации геохронологических датировок магматических пород закономерно объясняются как структурными условиями их проявления, так и величиной воздействия астеносферных потоков на компоненты литосферы, что приводит к формированию различных исходных расплавов, близких мантийному источнику IAB- и OIB-типа, и последующей кристаллизации магматических пород со смешанными геохимическими характеристиками A-I (FG)-типов. Таким образом, на основе исключительно геохимического состава отдельно взятого магматического тела не всегда возможно обосновать определенную тектоническую обстановку. Во многом благодаря этому, до сих пор не было достигнуто однозначного мнения – относятся ли вулканические образования маастрихта к той или иной геодинамической обстановке [1, 18, 20, а также в наших работах].

Учитывая выше сказанное, авторы пришли к единому мнению, что наиболее достоверные результаты, позволяющие получить полное представление о геодинамических обстановках и времени их проявления, могут дать только детальные геолого-структурные исследования в совокупности с геохронологическими и геохимическими прецизионными данными. Более того, для динамо-кинематического анализа и выявления ориентировки поля напряжения, под дей-

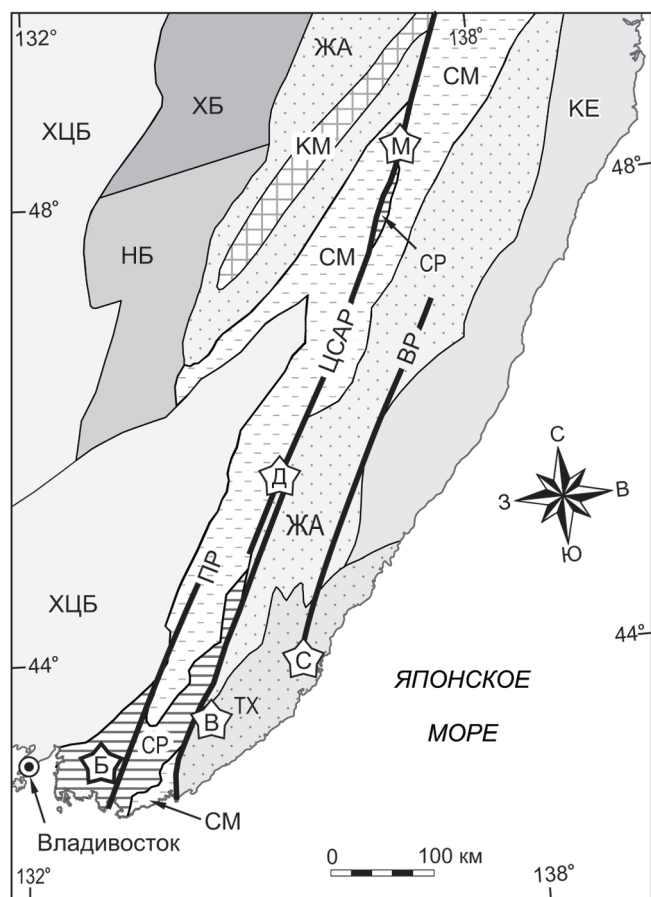


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиня и местоположение маастрихт-датских магматических пород.

Террейны Сихотэ-Алинского орогенного пояса: юрской аккреционной призмы: НБ – Наданьхада-Бикинский, СМ – Самаркинский, ХБ – Хабаровский; позднегетеритон-готеривской аккреционной призмы: ТХ – Таухинский; готерив-раннеальбской аккреционной призмы: КМ – Киселевско-Маноминский; готерив-раннеальбской островной дуги: КЕ – Кемский; ранне-мелового турбидитового бассейна: ЖА – Журавлевско-Амурский; СР – Сергеевский террейн – аллохтоны палеозойской континентальной окраины, надвинутые на юрскую аккреционную призму; ХЦБ – Ханкайско-Цзямусы-Буреинский супертеррейн – фрагмент раннепалеозойского континентального блока. Главные разломы: ПР – Партизанский, ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский, ВР – Восточный.

Магмоконтролирующие структуры: М – Мончинская; Д – Дорофеевская, С – Сигуевская, В – Ванчинская, Б – Бровничанская.

ствием которого формировались разрывные структуры, контролирующие отдельные магматические тела, необходимо учитывать их четкие геометрические очертания и кинематические характеристики ограничивающих разрывных нарушений. При таком подходе поля эффузивов, каковыми являются образования сияновского и самаргинского комплексов, не имеющие тектонических контактов, не позволяют выявить структурных условий их формирования.

В связи с этим, объектами исследования выбраны четко оконтуренные гранитоидные массивы и/или дайкообразные тела, являющиеся наиболее достоверными структурами для определения ориентировки поля напряжения. К ним относятся: экстрезивы и дайки андезитов дорофеевского (поздний мел) риолит-андезитового комплекса [10], образующие серию вытянутых субвертикальных тел вдоль зоны Центрального Сихотэ-Алинского разлома (ЦСАР), а также мел-палеогеновые (?) гранитоидные тела различной морфологии, формирование которых контролируется разрывными нарушениями (рис. 1).

Приведенные в данной статье структурные и изотопно-геохимические исследования магматических образований Сихотэ-Алиня, соответствующие периоду ~67–64 млн лет назад, представляют собой недостающее звено для понимания мезо-кайнозойской геологической истории региона и геодинамических построений для всей Тихоокеанской окраины Азии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБСУЖДЕНИЯ

Все аналитические работы, включая U-Pb изотопный возраст цирконов и геохимические исследования, выполнены по стандартной методике в национальном исследовательском центре геоанализа г. Пекин (КНР) и Приморском центре локального элементного и изотопного анализа ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток (РФ). Детальное описание приведено в приложении (Supplementary Data*).

Возраст пород

Наблюдаемый характер осцилляторной зональности в отобранных для аналитических исследований цирконах, а также величины U/Th соотношений соответствуют таковым цирконов магматического генезиса. Полученные значения U-Pb возраста на уровне 2 сигма (2σ), рассчитанные для цирконов каждой генерации, приведены в Supplementary Data. U-Pb возраст цирконов из вулканических образований дорофеевского комплекса (рис. 2, а, б) в районе руч. Намов (правый приток р. Малиновка) для трахиандезибазальта (#97/2: С 45°11'32", В 134°56'33") составляет 66 ± 0.5 млн лет (поздний мел, маастрихт); андезибазальта р. Монча (правый приток р. Гур/Хунгари) (#121 С 50°28'29", В 138°10'16") – 65 ± 2.0 млн лет (поздний мел, маастрихт). U-Pb даты по циркону из риолитов верховья р. Милоградовки (#В-3-20: С 43°31'13", В 134°15'40" и #В-8-20: С 43°31'7", В 134°13'42") оцениваются в 64 ± 1.0 и 65 ± 0.5 млн лет (палеоцен, датский), соответственно (рис. 2, в, г). Наиболее точная

*Приложение см. на сайте журнала

http://itig.as.khb.ru/POG/2025/n_6/pdf/Grebennikov.pdf

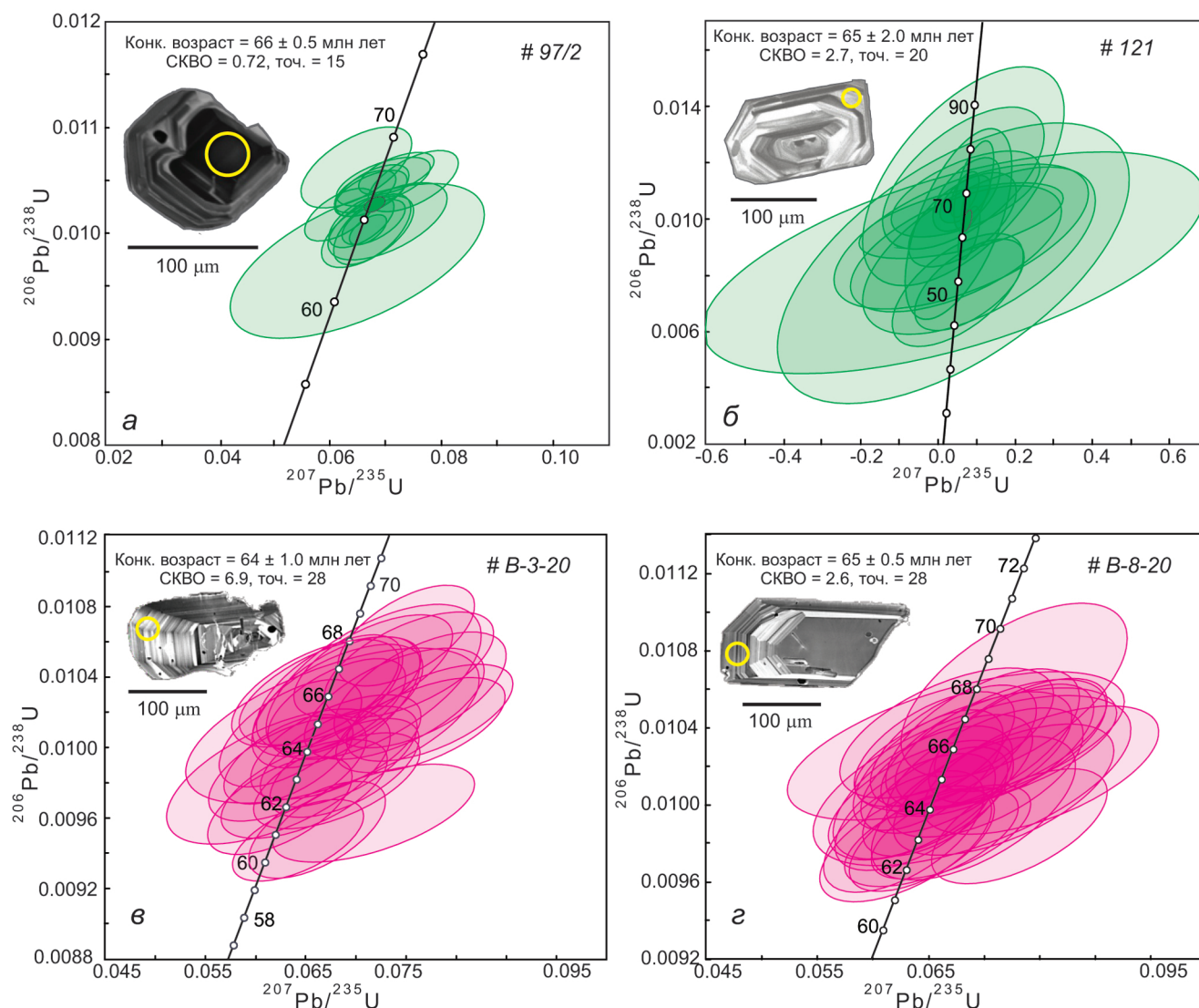


Рис. 2. Результаты U-Pb LA-ICP-MS датирования циркона из вулканических пород на диаграммах с конкордиями и катодоллюминесцентные изображения представительных кристаллов циркона.

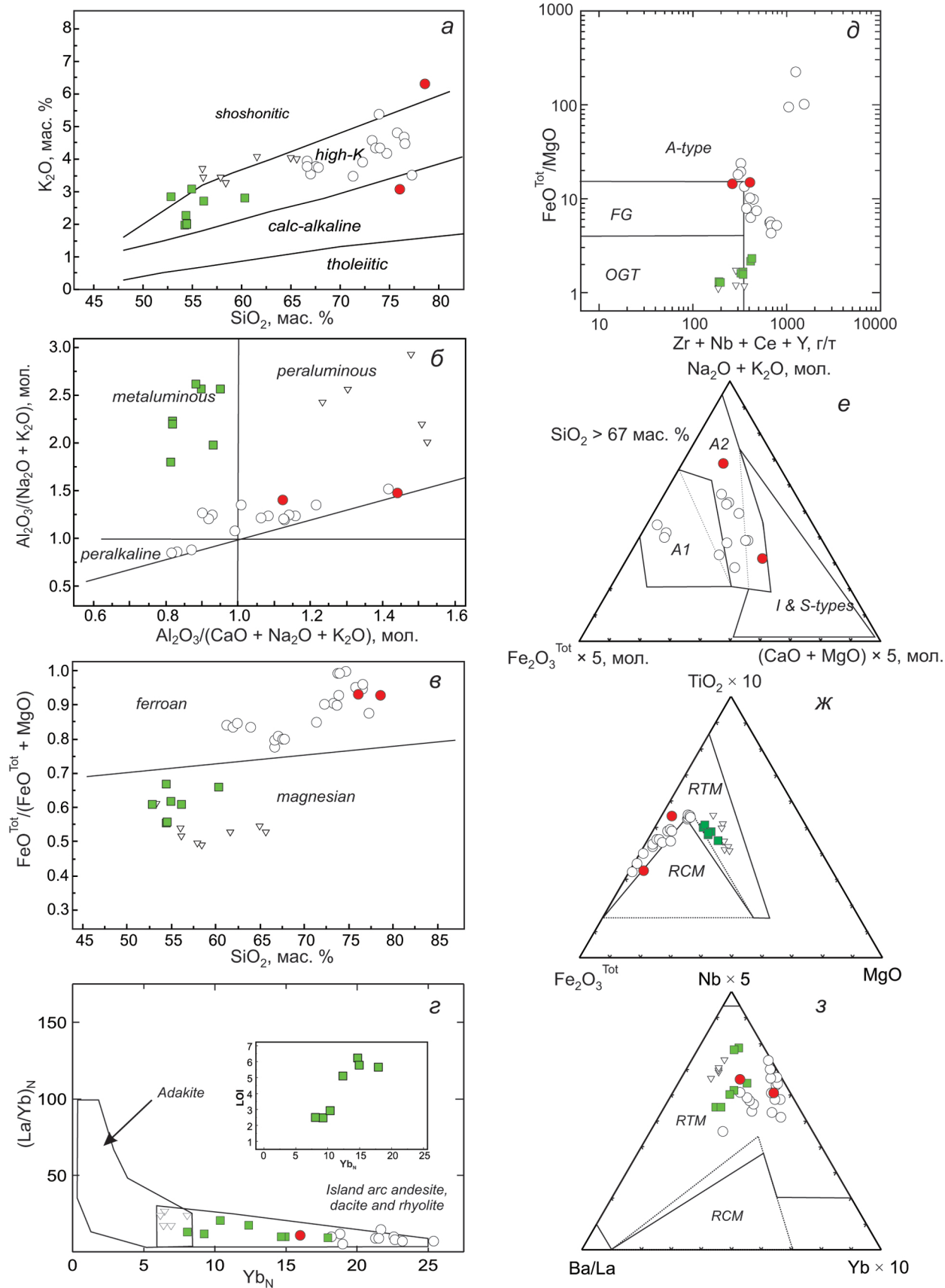
Пояснения в тексте.

оценка, на наш взгляд, получена для образца #97/2, учитывая приемлемое СКВО. Остальные датировки демонстрируют широкие вариации $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов и погрешностей, их надежная средневзвешенная оценка возраста остается под вопросом и требует дополнительного исследования более точными методами.

Краткая геохимическая характеристика

Вулканические и экструзивные образования дорофеевского комплекса соответствуют по составу (в пересчете на сухой остаток) андезитам и (трахи-) андезибазальтам (табл.). Им свойственны нормальная и повышенная щелочность натриево-калиевого ряда, что соответствует высококалиевым породам (рис. 3, а). Содержание Al_2O_3 в сочетании с содержа-

ниями щелочей характеризует эти образцы как умеренноглиноземистые разновидности ($\text{A/NK} = 1.79\text{--}2.61$, $\text{A/CNK} = 0.8\text{--}0.95$) (рис. 3, б). Все породы характеризуются как магнезиальные (рис. 3, в). Геохимические характеристики пород: SiO_2 49.1–58.3 мас. %, Al_2O_3 15.0–16.8 мас. %, $\text{Mg\#}$ 47–59, Sr 438–767 г/т, Y 15.7–38.9 г/т, Yb 1.4–3.1 г/т, Ni 22.9–62.4 г/т, Sr/Y 17.7–40.4, $(\text{La/Yb})_N$ 9.1–20.2, позволяют классифицировать их как известково-щелочные образования, имеющие смешанные (адакитоподобные) геохимические характеристики (рис. 3, г), аналогичные породам северянской свиты Алчанского бассейна [20]. Необходимо отметить, что содержания Sr уменьшаются, а Yb увеличиваются пропорционально росту степени изменения пород (п.п.п.) (табл., рис. 3, г врезка).



■ андезибазальты (~67–64 млн лет); ● риолиты (~67–64 млн лет); ○ интрузивные (~70–67 млн лет) образования, по данным [7, 32]; ▽ северянский комплекс, по данным [20].

Риолиты Ванчинской впадины с содержанием SiO_2 от 71.0 до 76.4 мас. %, широкими вариациями щелочей 5.2–6.8 мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.1\text{--}16.8$ мас. % и $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} = 6.3\text{--}8.9$ мас. % (табл. 1) характеризуются как высококальциевые, высокоглиноземистые и железистые (рис. 3, а–в). Они содержат небольшое количество MnO (0.01–0.07 мас. %), MgO (0.08–0.14 мас. %), CaO (0.12–1.19 мас. %), TiO_2 (0.09–0.11 мас. %) и P_2O_5 (0.01–0.02 мас. %), но высокие концентрации крупноионных литофильных элементов, высокочargedных (Nb, Ga и Y) и редкоземельных (за исключением Eu) элементов при низких – Sr и Sc. Отношения $10.000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ в образцах составляют 2.2–3.4, а $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 265\text{--}408$ г/т, что несколько ниже значений для типичных гранитов А-типа [43]. Их составы располагаются на границе полей А- и FG-типов (рис. 3, д, е). Таким образом, риолиты близки породам А-типа, однако в них наблюдается смещение геохимических характеристик в сторону высокодифференцированных (FG) пород I-типа. Эти характеристики идентичны одновозрастным (70–67 млн лет) гранитам южной части Сихотэ-Алиня [7, 32].

Необходимо отметить, что на дискриминантных диаграммах для интерпретации геодинамических обстановок формирования магматических пород конвергентных и трансформных окраин [30] точки составов всех магматических пород периода ~67–64 млн лет назад попадают в поле пород границ скольжения литосферных плит (рис. 3, ж, з).

Динамо-кинематические характеристики проявлений магматических образований

Территория Сихотэ-Алиня в структурном отношении характеризуется доминирующим развитием протяжённых (до сотен километров) субпараллельных систем разломов ССВ простираения, амплитуда левосторонних смещений вдоль которых оценивается от нескольких десятков до сотен километров [9, 21]. В парагенетической связи с этими сдвигами сформировалась региональная складчатость СВ простираения, а также более мелкие оперяющие разломы различной ориентировки. Согласно палеорекострукциям [напр.

39], система разломов Сихотэ-Алиня ССВ ориентировки совпадает с направлением зоны конвергенции и является, таким образом, отражением зоны динамического взаимодействия различных тектонических обстановок на границе континент-океан.

Рассмотрим три идеализированные динамо-кинематические модели с разломами ССВ простираения, в которых реализуются поля напряжений, генерируемые зоной взаимодействия плит для различных геодинамических обстановок (рис. 4).

В условиях близортогонального взаимодействия плит (т.е. в обстановке субдукции) (рис. 4, а) ориентировка вектора сжатия (σ_1) совпадает с нормальной составляющей ($\sigma_1 \cong n$), а тангенциальная (скальвающая) составляющая близка нулю ($t \cong 0$). В этом случае на континентальной окраине при сжатии, ориентированном перпендикулярно разломам, происходит максимальное динамическое взаимодействие между разломами, сопровождающееся взбросо-надвиговой тектоникой без сдвиговых смещений вдоль разломов.

В обстановке продольного (трансформного) движения блоков вдоль разломов на границе плит (рис. 4, б) ориентировка сжатия совпадает со скальвающей составляющей ($\sigma_1 \cong t$), а нормальная составляющая близка нулю ($n \cong 0$), что приводит к горизонтальным (сдвиговым) смещениям по разломам с минимальным динамическим взаимодействием [25] относительно друг друга.

При косом взаимодействии плит (рис. 4, в) вектор сжатия (σ_1) относительно ориентировки разломов можно разложить на составляющие: нормальную (n) и тангенциальную (t). Тангенциальная (скальвающая) составляющая реализуется в виде сдвиговых смещений по разломам, а нормальная – образует зону динамического взаимодействия вдоль разлома. В сочетании со сдвиговыми смещениями и взаимном перекрытии зон динамического влияния между субпараллельными разломами развиваются, как правило, структуры сосдвигового растяжения, в пределах которых, в зависимости от степени зрелости, могут быть сформированы как эшелонированные структуры рас-

Рис. 3. Геохимические дискриминантные диаграммы для магматических пород мел-палеогенового (~67–64 млн лет) этапа.

Диаграмма $\text{SiO}_2\text{--K}_2\text{O}$, мас. % (а), по [40]; $\text{A/NK} (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) - \text{A/CNK} (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$, мол. кол., с полями высокоглиноземистых и умеренноглиноземистых магматических пород (б), по [37]; $\text{FeO}^{\text{Tot}}/(\text{FeO}^{\text{Tot}} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$, мас. %, с границей между железистыми и магнезиальными кремнекислыми породами (в), по [27]; $\text{Yb}_N - (\text{La}/\text{Yb})_N$, с полями адакитов и классических известково-щелочных пород (г), по [26]; $(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}) - \text{FeO}^{\text{Tot}}/\text{MgO}$ с полями гранитов А-типа, высокодифференцированных гранитов (FG) и гранитов М-, I- и S-типов (OGT) (д), по [43]; $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}} \times 5 - (\text{CaO} + \text{MgO}) \times 5$ (мол. кол.) с полями А- и I-, S-типов. Поля среди А-геохимических типов соответствуют магматическим породам, возникшим в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм в условиях внутриплитных геодинамических обстановок (А1) и образованным при взаимодействии мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры в геодинамических обстановках скольжения литосферных плит (А2) (е), по [5]; $\text{TiO}_2 \times 10 - \text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}} - \text{MgO}$ (ж) мас. % и $\text{Nb} \times 5 - \text{Ba}/\text{La} - \text{Yb} \times 10$ (з), с полями магматических пород зон надсубдукционного островодужного и окраинно-континентального типов (конвергентных окраин – RCM) и границ скольжения литосферных плит (трансформных окраин континентов, островных дуг – RTM), по [30]. LOI – потери при прокаливании.

Таблица. Химический (мас. %) и микроэлементный (г/т) состав магматических пород мел-палеогенового (~67–64 млн лет) этапа.

	97/2	97/3	121	121/1	124	124/1	124/2	B-3-20	B-8-20
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	51.39	58.32	52.64	52.70	49.05	52.64	51.30	71.02	76.42
TiO ₂	1.19	0.95	1.20	1.19	1.36	1.31	1.30	0.11	0.09
Al ₂ O ₃	16.76	16.47	16.12	16.07	16.26	14.95	15.82	12.41	12.56
Fe ₂ O ₃ ^T	8.17	6.27	8.91	8.89	10.13	9.62	9.91	2.06	0.71
MnO	0.13	0.08	0.16	0.16	0.17	0.17	0.23	0.07	0.01
MgO	3.66	2.92	6.24	6.18	5.45	5.21	5.19	0.14	0.05
CaO	6.18	5.14	6.83	6.79	6.47	6.15	5.74	1.19	0.12
Na ₂ O	4.29	3.31	3.16	3.18	2.15	1.82	1.89	3.53	1.14
K ₂ O	2.11	2.70	1.90	1.93	2.61	2.53	2.84	2.84	6.12
P ₂ O ₅	0.54	0.40	0.47	0.45	0.52	0.45	0.45	0.01	0.02
H ₂ O ⁻	0.32	0.27	0.44	0.48	0.48	0.34	0.49	1.38	0.42
ппп	5.10	2.92	2.47	2.48	6.20	5.75	5.65	5.01	2.10
Σ	99.84	99.75	99.64	99.59	99.53	99.83	99.55	99.77	99.75
Be	2.15	2.15	1.28	1.23	1.26	1.57	1.83	1.12	0.61
Sc	19.2	16.8	19.92	18.95	18.25	16.74	18.42	3.98	4.48
V	210.3	166.3	248.32	238.27	203.8	193.0	189.3	2.24	3.86
Co	27.08	24.70	19.64	19.86	26.29	24.65	25.42	0.17	0.36
Ni	22.94	24.56	59.94	62.39	61.46	58.91	60.51	0.48	4.44
Cu	68.63	39.56	40.36	39.39	17.83	11.37	4.90	9.65	2.60
Zn	85.1	71.7	79.71	82.01	168.7	186.7	259.0	102.8	13.4
Ga	23.71	21.77	16.12	15.27	18.43	17.55	19.84	22.37	14.26
Rb	79.98	94.43	81.32	83.96	89.38	86.78	96.50	386.6	304.2
Sr	691.8	766.8	635.4	634.6	544.2	517.3	437.9	96.2	27.3
Y	38.87	32.24	16.71	15.71	23.53	23.09	24.74	43.00	17.77
Zr	230.6	256.6	116.6	112.6	222.4	217.7	224.3	230.8	148.6
Nb	24.98	22.90	9.27	9.01	15.98	16.27	17.52	17.66	18.08
Mo	11.86	6.54	4.13	4.34	3.95	2.68	3.58	2.21	3.16
Sn	13.59	2.93	10.05	10.63	0.73	0.96	1.09	4.45	1.22
Cs	2.31	3.25	19.43	22.65	4.09	3.61	4.15	46.62	8.97
Ba	676.2	756.2	558.6	554.0	941.4	825.5	655.8	433.1	740.3
La	51.00	49.83	25.78	24.65	34.85	34.46	38.50	58.63	39.02
Ce	119.3	107.3	55.30	54.20	77.37	78.49	86.84	116.6	80.19
Pr	11.06	10.23	7.05	7.04	7.46	7.47	8.32	13.50	9.31
Nd	46.73	38.86	30.22	27.86	38.55	38.88	41.47	48.94	33.01
Sm	9.10	7.24	5.54	5.11	6.53	6.74	7.41	10.43	6.25
Eu	2.72	2.12	1.53	1.69	2.36	2.28	2.00	0.95	0.44
Gd	7.10	5.76	4.81	4.36	6.02	5.73	6.75	8.56	4.12
Tb	0.88	0.69	0.75	0.62	0.81	0.86	0.87	1.54	0.79
Dy	4.90	3.90	3.95	3.81	4.11	4.12	4.24	9.32	4.33
Ho	0.70	0.63	0.69	0.64	0.74	0.77	0.80	1.97	0.98
Er	2.42	1.80	2.00	2.15	1.93	1.99	2.06	5.28	2.13
Tm	0.38	0.27	0.31	0.22	0.42	0.41	0.46	0.84	0.40
Yb	2.11	1.76	1.57	1.37	2.51	2.55	3.05	4.85	2.68
Lu	0.29	0.25	0.28	0.28	0.38	0.34	0.40	0.69	0.45
Hf	6.91	7.68	3.07	2.58	4.55	4.38	4.77	7.50	5.50
Ta	1.26	1.07	0.63	0.59	1.02	1.03	1.21	1.51	1.41
W	2.41	3.47	3.56	3.79	3.35	3.14	4.07	2.33	6.24
Pb	9.52	10.69	4.59	3.17	35.42	34.40	34.15	29.07	14.14
Th	9.04	6.89	4.08	3.86	4.23	4.71	5.99	17.72	17.33
U	1.59	1.43	1.09	0.97	1.09	1.19	1.66	4.88	3.21
Mg#	47.3	48.3	59.0	58.8	53.5	53.5	52.7	12.0	12.4
Sr/Y	17.8	23.8	38.0	40.4	23.1	22.4	17.7	2.2	1.5
(La/Yb) _N	17.34	20.26	11.75	12.89	9.97	9.7	9.04	8.67	10.43
A/NK	1.79	1.97	2.22	2.20	2.56	2.61	2.56	1.40	1.48
A/CNK	0.81	0.93	0.82	0.82	0.9	0.88	0.95	1.12	1.44

Примечание. 1 – трахиандезибазальт; 2 – андезит; 3–7 – андезибазальты; 8–9 – риолиты.

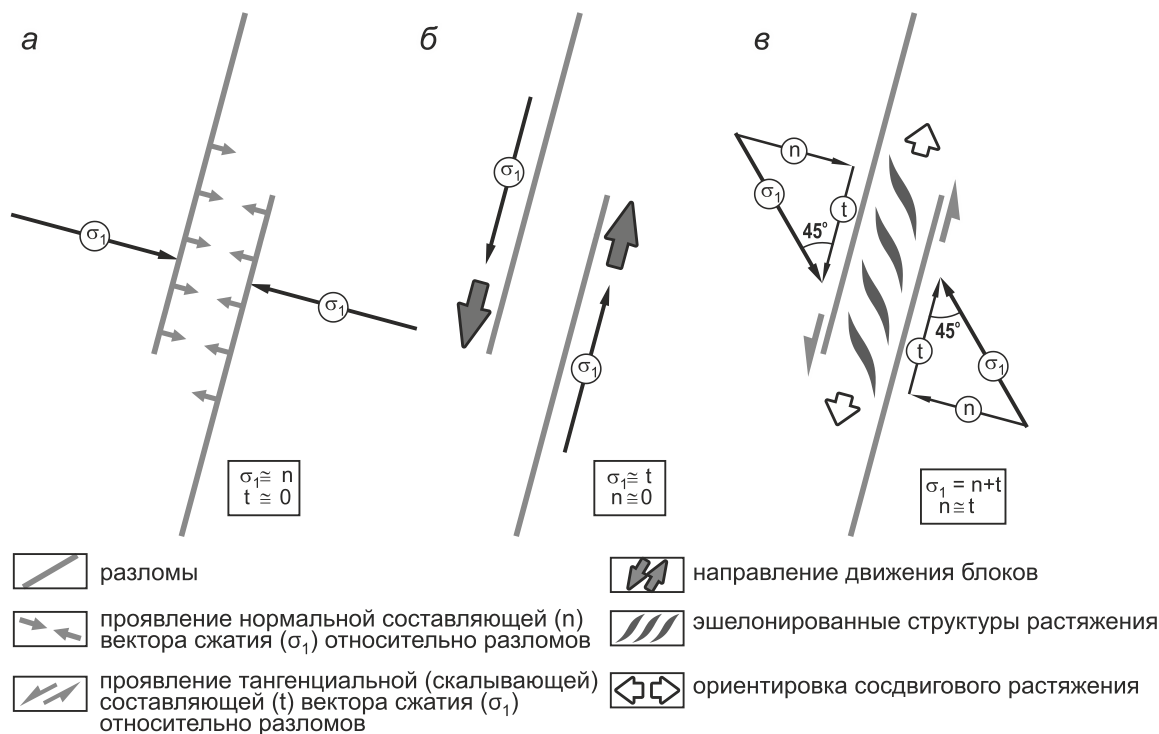


Рис. 4. Идеализированные модели динамо-кинематического взаимодействия субпараллельных разломов с различной ориентировкой сжатия по отношению к их простиранию: перпендикулярная (а), продольная (б) и косоориентированная (в).

σ_1 – ориентировка вектора сжатия и его составляющие относительно разломов: n – нормальная, t – тангенциальная (скалывающая).

тяжения в виде кулисообразных даек, так и магматические дуплексы растяжения [35].

Таким образом, в зависимости от типа взаимодействия плит поля напряжений на континентальной окраине реализуются с соответствующими кинематическими характеристиками вдоль ранее заложенных ССВ разломов.

Согласно имеющимся U-Pb датировкам по цирконам, магматические образования, сформированные в период ~67–64 млн лет назад, ограничены субпараллельными разрывными нарушениями, что позволяет рассматривать их как самостоятельные магмоконтролирующие структуры (рис. 1).

Дорофеевская структура локализована на южном фланге западной ветви ЦСАР, представленного здесь левоступенчатым несоосным перекрытием левосторонних сдвигов шириной 10–12 км (рис. 5, а). Распространение магматических образований (66 ± 0.5 млн лет) основного состава контролируются здесь сближенными (около 2 км) субпараллельными разломами ССВ простирания, образуя дайкообразное тело, простирающееся на десятки километров. Учитывая морфологические особенности этой структуры, можно сказать, что достаточным условием для про-

ницаемости расплава было горизонтальное смещение прилегающих блоков вдоль сближенных граничных разломов при их незначительном динамическом взаимодействии. В этот же период времени динамического влияния между более удаленными несоосными ветвями ЦСАР было недостаточно, хотя позднее (~61–58 млн лет назад) между ними сформировалась вулcano-тектоническая структура сдвигового растяжения под действием уже ССЗ сжатия, то есть при косом взаимодействии плит [35].

Таким образом, формирование Дорофеевской структуры соответствует модели продольного смещения блоков (рис. 4, б) вдоль разломов ССВ простирания, с минимальным динамическим взаимодействием ($n \cong 0$), которого было достаточно, чтобы обеспечить условия проницаемости для внедрения глубинных расплавов. Более того, ЦСАР, являясь разломом, рассекающим кору и уходящим корнями в мантию [2], выступает в роли главного динамического экрана и имеет первостепенное значение для реализации напряжений при тектонической активности по сравнению с другими – более мелкими разломами такой же ориентировки. Поэтому проявления дайкоподобных магматических тел отмечены, прежде всего, в зоне ЦСАР.

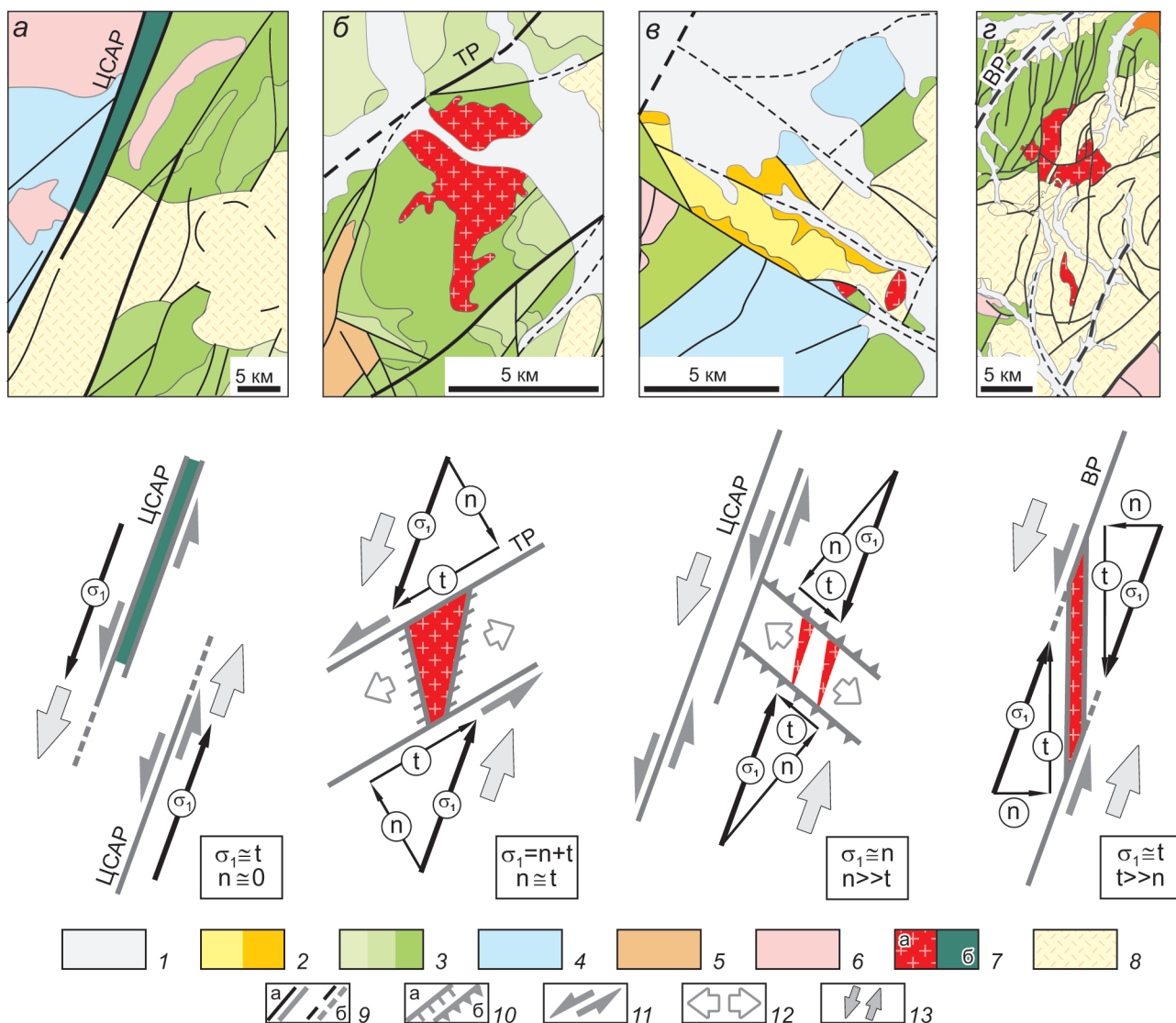


Рис. 5. Геологические схемы Дорофеевской (а), Бровничанской (б), Ванчинской (в) и Сигуёвской (г) магмоконтролирующих структур, по данным [3, 11, 12, 14, 15], и их динамо-кинематическая интерпретация.

1–5 – осадочные образования: четвертичные (1), поздние и ранние кайнозойские (2), меловые от поздних к ранним (3), юрские (4), пермские (5); 6–8 – магматические образования: меловые (6); маастрихт-датские 67–64 млн лет – кислого (7, а) и основного (7, б) состава; раннепалеогеновые – 61–56 млн лет (8); 9 – разломы: достоверные (а), ЦСАР – Центральный Сихотэ-Алинский, ТР – Тигровый, ВР – Восточный и предполагаемые (б); 10 – сбросы (а), взбросы и надвиги (б); 11 – направление смещения по разломам; 12 – ориентировка сосдвигового растяжения; 13 – направление смещения блоков; σ_1 – ориентировка вектора сжатия и его составляющие относительно граничных разломов: n – нормальная, t – тангенциальная (скалывающая).

Бровничанская структура представляет собой гранитоидный массив (~67 млн лет) [32] клиновидной формы, расширяющийся в северном направлении, который ограничен СВ разломами (рис. 5, б). По отношению к простиранию этих разломов, вектор сжатия (σ_1) ориентирован под углом около 45° , что соответствует модели косоориентированного сжатия (рис. 4, в). Такая динамо-кинематическая обстановка является классическим примером формирования структуры сосдвигового растяжения, где за счёт нормальной со-

ставляющей (n) вектора сжатия (σ_1) обеспечивается динамическое взаимодействие между граничными разломами, а тангенциальная (t) реализуется в виде сдвиговых смещений по ним (рис. 5, б). В свою очередь, вектор сжатия (σ_1) имеет ССВ ориентировку, что согласуется с левосторонним смещением блоков вдоль ССВ системы разломов Сихотэ-Алия.

Ванчинская структура находится к востоку от ЦСАР и ограничивается разломами СЗ простирания (рис. 5, в). В пределах этой структуры проявлены ма-

ломощные тела кремнекислого состава (~65–64 млн лет). Слабое проявление магматизма в этой структуре объясняется углом встречи ССВ вектора сжатия (σ_1) по отношению к ограничивающим структуру разломам, который ориентирован почти перпендикулярно, что предполагает доминанту взбросо-надвиговой кинематики, характерной для структур сжатия. В такой динамо-кинематической обстановке нормальная составляющая (n) вектора сжатия (σ_1) значительно превосходит тангенциальную ($n \gg t$). Поэтому приоткрывание структур, благоприятных для внедрения магматического расплава, могло происходить лишь эпизодично – при незначительных проявлениях тангенциальной составляющей в условиях взбросо-сдвиговых смещений по граничным разломам СЗ простирания.

Сигуёвская структура приурочена к южному флангу Восточного разлома ССВ простирания, который здесь представлен серией субмеридиональных разрывных нарушений. Магматические образования образуют гранитоидный массив 67 ± 1.0 млн лет [7], состоящий из отдельных тел, трассирующихся в меридиональном направлении. Динамическими условиями формирования этой структуры можно было бы предположить субмеридиональное сжатие. Однако, учитывая локальный характер проявления гранитоидов и систему граничных ССВ разломов, благоприятными условиями для формирования структуры растяжения следует рассматривать левостороннее смещение блоков ССВ направления. Так, при левостороннем смещении блоков вдоль ССВ разломов вектор сжатия (σ_1) образует острый угол по отношению к субмеридиональным разломам (рис. 5, з), в результате чего тангенциальная составляющая значительно превосходит нормальную ($t \gg n$), указывая на слабое динамическое взаимодействие между субмеридиональными разломами. Тем не менее, продольное смещение блоков вдоль ССВ сместителей Восточного разлома в совокупности с левосторонними смещениями по оперяющим разломам субмеридионального простирания в полной мере обеспечили формирование структуры, благоприятной для внедрения магматических расплавов.

Таким образом, рассмотренные структуры и локализованные в них интрузивные тела, контролируемые динамопарами разломов различной ориентировки, во всех случаях (рис. 5) указывают на действие ССВ сжатия, которое соответствует «абсолютному» трансформному движению блоков вдоль ССВ системы разломов Сихотэ-Алиня (при отсутствии динамического влияния между ними). Подчеркнем, что такая динамо-кинематическая обстановка существенно отличается от косового конвергентного взаимодействия

плит, результатом которого также являются сдвиговые (трансформные) смещения по разломам, но с динамическим взаимодействием между ними, и, как результат, широким проявлением структур сдвигового растяжения, что отмечено на этапе ~61–55 млн лет назад [35]. Локальный характер проявления магматизма этого периода (~67–64 млн лет) обусловлен минимальным динамическим взаимодействием между сдвигами и фиксируется вдоль ЦСАР, а также в оперяющих структурах, контролируемых динамопарами граничных разломов. В свою очередь, проявления магматических образований основного или кремнекислого состава объясняются приуроченностью их к транслитосферным или внутрикоровым (вторичным) разрывным нарушениям, соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На территории Сихотэ-Алиня выделен временной интервал магматической активности ~67–64 млн лет назад, характеризующийся локальным проявлением по сравнению с предыдущим обширным меловым (надсубдукционным) и последующим раннепалеоценовым (обусловленным косым взаимодействием континентальной и океанической плит) этапами магматизма.

Динамо-кинематический анализ и структурные условия локализаций и магматических тел этого этапа свидетельствуют об их формировании под действием ССВ сжатия, обусловленном «абсолютным» трансформным движением блоков на Восточной окраине Азии. Скольжение плит без существенного динамического взаимодействия вызывает, прежде всего, наращивание левосторонней амплитуды вдоль ССВ сдвигов и расщепление ими как подкоровых (мантийных), так и внутрикоровых магматических очагов. Глубина проникновения разрывных нарушений определяет различную степень флюидного и термального воздействия астеносферных потоков на гетерогенные компоненты литосферы, что и объясняет закономерность появления как бимодальных, так и смешанных (адакитоподобные и А-FG типы) геохимических характеристик пород.

Необходимо отметить, что в период с ~64 до 61 млн лет назад, согласно прецизионным возрастным данным, магматических образований на территории Сихотэ-Алиня до сих пор не отмечено, что вероятно связано с прекращением магматической активности. Можно предположить, что, наряду с установленным магматическим этапом на период ~53–47 млн лет назад [напр. 44], период тектоно-магматического затишья может носить закономерный характер перед глобальной реорганизацией геодинамической обстановки на восточной окраине Азии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны И.Ю. Чекрыжову (ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток), К.Н. Доброшевскому (ООО «Малиновское») и С.В. Зябреву (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск) за предоставленный каменный материал. Авторы выражают благодарность члену-корр. РАН В.В. Акинину (СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан) и академику РАН А.Н. Диденко (ГИН РАН, г. Москва, ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск) за критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Работа выполнена в рамках государственного задания Минобрнауки России для ДВГИ ДВО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аленичева А.А., Сахно В.Г. U-Pb-датирование экструживно-интрузивных комплексов рудных районов южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (Россия) // Докл. АН. 2008. Т. 419, № 1. С. 81–85.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попова А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука, 1976. 90 с.
- Белянский Г.С., Углова Н.И., Рыбалко В.И., Кутуп-Заде Т.К. (Ред.). Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Малиновка, Журавлевка, Горная. Отчет о результатах работ по объекту: «ВВП-200 лист L-53-XXVII (Малиновская площадь)» за 2009–2011 гг.: Пояснительная записка. Примгеология, Владивосток, 2011.
- Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 9. С. 1356–1373.
- Гребенников А.В., Касаткин С.А., Федосеев Д.Г., Ханчук А.И. Среднепалеоцен–раннеэоценовый (60.5–53 млн лет) этап магматизма на юге Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 2020. Т. 39, № 5. С. 34–40.
- Гребенников А.В., Касаткин С.А., Ханчук А.И. Изотопно-геохимическая зональность палеоценового магматизма Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Тихоокеан. геология. 2024. Т. 43, № 5. С. 54–73.
- Диденко А.Н. Кинематические характеристики зоны конвергенции Буреинско-Сихотэ-Алинской континентальной окраины и океанической плиты Изагаги в юрско-меловое время // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: VI Всерос. конф. с междунар. участием, Владивосток: ДВФУ, 2023. С. 46–50.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневосточное книжное изд-во, 1972. 114 с.
- Коваленко С.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (3-е поколение). Лист (L-52), 53; (K-52), 53), оз. Ханка: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
- Костин А.Я. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. 2-е поколение. Серия Южно-Сихотэ-Алинская. Лист L-53-XXXIV. XXXV: Объясн. зап. Санкт-Петербург, 2002.
- Лосив В.М., Михайлов В.А., Костин А.Я. Геологическое строение и полезные ископаемые листов L-53-XXVIII, XXXIII-XXXIV-XXXV (участок Кавалеровский). Отчет Кавалеровской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 за 1995–2002 гг. Владивосток, 2002.
- Михайлов В.А. Магматизм вулканотектонических структур южной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Владивосток, 1989. 164 с.
- Олейников А.В., Рязанцев А.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Партизанской, Киевки, Черной и Милоградовки. Отчет Партизанского участка Сергеевской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1:200 000 листов K-53-VIII и -IX за 1991–1997 гг. Т. 1 и 2. ФГУ ПГФГИ, 1998.
- Пеженина Л.А., Лызганов А.В. (Ред.). Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000, 2-е изд-е, серия Южно-Сихотэ-Алинская. Листы K-53-III, IV. Геологическая карта. Управление по недропользованию по Приморскому краю («Приморнедра»). 2008.
- Пушаровский Ю.М. Вулканические и вулканоплутонические формации. М.: Наука, 1966. С. 38–241.
- Сахно В.Г. Позднемезозойско-Кайнозойский Континентальный Вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
- Сахно В.Г., Акинин В.В. Первые данные U-Pb-датирования вулканических пород Восточно-Сихотэ-Алинского пояса // Докл. АН. 2008. Т. 418, № 2. С. 226–231.
- Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Сергеев С.А., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкап Е.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамского вулканических полей ОЧВП по данным изотопного датирования // Докл. АН. 2010. Т. 434, № 3. С. 365–371.
- Симаненко В.П., Голозубов В.В., Сахно В.Г. Геохимия вулканитов трансформных окраин (на примере Алчанского бассейна, Северо-Западное Приморье) // Геохимия. 2006. № 12. С. 1–15.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Федоров П.И., Смирнов В.Н., Богомолов Е.С., Кондратьев М.Н. Раннекайнозойский вулканизм Приохотской системы грабенов и сдвигов // Геология и геофизика. 2023. Т. 65, № 4. С. 516–532.
- 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.
- Ханчук А.И. (Ред.). Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 и 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
- Drummond M.S., Defant M.J. A model for trondhjemite-to-nalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons // J. Geophysical Research. 1990. V. 95. P. 21503–21521.
- 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. P. 2033–2048.

28. 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.
29. Grebennikov A.V., Kemkin I.V., Khanchuk A.I. Paleocene–early Eocene post-subduction magmatism in Sikhote-Alin (Far East Russia): New constraints for the tectonic history of the Izanagi-Pacific ridge and the East Asian continental margin // *Geoscience Frontiers*. 2021. V. 12, N 4: 101142.
30. Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // *International Geology Review*. 2021. V. 63, N 5. P. 601–629.
31. Grebennikov A.V., Kasatkin S.A. Paleocene A-type igneous suites in the Sikhote-Alin (the East Asian continental margin): Petrological, geochronological, isotopic, and geodynamic constraints // *Geoscience Frontiers*. 2023. V. 14, N 6: 101673.
32. Grebennikov A.V., Kasatkin S.A. Atypical magmatism and strike-slip faulting as traces of Meso-Cenozoic tectonic inversion within the East Asia continental margin // *J. Asian Earth Sciences*. 2025. JAESS-D-25-00658.
33. Hwang B.H., Ernst W.G., Yang K. Two different magma series imply a Palaeogene tectonic transition from contraction to extension in the SE Korean Peninsula // *International Geology Review*. 2012. V. 54. P. 1284–1295.
34. 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 Sciences*. 2015. V. 111. P. 872–918.
35. Kasatkin S.A., Grebennikov A.V. The early Paleogene strike-slip tectonic setting along the northeastern Asian margin: structural control on magmatism // *International Geology Review*. 2023. V. 65, N 14. P. 2288–2314.
36. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // *J. Geodynamics*. 2016. V. 102. P. 202–230.
37. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
38. Nishida K., Imaoka T., Kiminami K., Nagamatsu Y., Iizumi S. Marked change of Sr–Nd isotopic compositions of granitoids in Sanin Belt of SW Japan and Gyeongsang Basin of Korea during the latest Cretaceous, and geologic significance // *Japan Geological Society*. 2013. V. 119. P. 229–248.
39. Otofujii Y.I., Matsuda T., Nohda S. Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan-rifting process of the Japan arc // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 75, N 2–3. P. 265–277.
40. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Miner. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
41. Torsvik T., Steinberger B., Shephard G.E., Doubrovine P.V., Gaina C., Domeier M., Conrad C.P., Sager W.W. Pacific–Panthalassic Reconstructions: Overview, Errata and the Way Forward // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2019. V. 20, N 7. P. 3659–3689.
42. Wang G., Li S., Suo Y., Guo L., Wang P., Wu Z. Early Paleogene strike-slip transition of the Tan–Lu Fault Zone across the southeast Bohai Bay Basin: Constraints from fault characteristics in its adjacent basins // *Geological J.* 2018. V. 54, N 2. P. 835–849.
43. Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
44. Wu J.T.J., Wu J. Izanagi-Pacific ridge subduction revealed by a 56 to 46 Ma magmatic gap along the Northeast Asian margin // *Geology*. 2019. V. 47. P. 953–957.

Рекомендована к печати В.В. Акининым

после доработки 02.07.2025 г.

принята к печати 08.07.2025 г.

STAGE OF THE «ABSOLUTE» TRANSFORM PLATE SLIDING AT THE EAST ASIA MARGIN

A.V. Grebennikov, S.A. Kasatkin

*Far East Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia;
e-mail: greandr@hotmail.com*

Meso-Cenozoic evolution of the East Asia margin was defined by the WNW-ward motion of the paleo-oceanic plate and magmatism of a certain geochemical composition in the Late Cretaceous-early Paleogene. At the same time, the stage that took place between these events, namely the episode when subduction ceded to lateral displacements, is yet to be fully uncovered mostly due to the absence of direct geological evidence and diversity of geochemical types of magmatic products.

Structural conditions of localization in the Sikhote-Alin of igneous bodies dated at ~67–64 Ma indicate that they formed under the NNE stress, which corresponds to the «absolute» transform motion of blocks at the East Asia margin. The diversity of rocks exhibiting both bimodal and mixed (adakite-like and A-FG types) geochemical characteristics is explained by activation of strike-slip faults that penetrated the deep levels of subcrustal and intracrustal magmatic chambers and, as a consequence, the degree of influence of mantle components on the heterogeneous substrate of the continental lithosphere.

Key words: Cretaceous-Paleocene, Dorofeevka suite, adakite, A- and FG-type granite, Sikhote-Alin.