УДК 551.242.21(268)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ

© 2021 г. С. Д. Соколов^{1,} *, М. И. Тучкова¹, Г. В. Леднева¹, М. В. Лучицкая¹, А. В. Ганелин¹, Е. В. Ватрушкина¹, А. В. Моисеев¹

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: ssokolov43@mail.ru Поступила в редакцию 21.03.2021 г. После доработки 27.06.2021 г. Принята к публикации 15.07.2021 г.

Южно-Анюйская складчатая система образовалась в конце раннего мела на месте закрывшегося океанического бассейна в результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибирского континента. В тектонической истории океанического бассейна выделены два различающихся этапа. На первом этапе (поздний палеозой-ранний мезозой) существовал Прото-Арктический океан, который объединял бассейны Южно-Анюйский и Ангаючам. Второй этап (волжский ярус — готерив—баррем) завершился прекращением спрединга, сокращением океанического бассейна и накоплением турбидитов. На западе, Южно-Анюйская сутура заканчивается в виде Хромской петли и, подобно Колымской петле, сутура представляет собой пакет аллохтонов, сложенных фрагментами Прото-Арктического океана. В центральной части сутура является результатом коллизии Чукотского микроконтинента с активной окраиной Колымо-Омолонского микроконтинента. Восточным окончанием коллизионной сутуры являются офиолиты в бассейне р. Матачингай. На Восточной Чукотке происходила аккреция позднетриасовых-раннеюрских энсиматических островных дуг Вельмайского террейна к Чукотскому микроконтиненту. В этой области Прото-Арктический океан соединялся с Мезо-Пацификом, откуда транспортировались островолужные террейны. Южно-Анюйской сутура является границей Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей и соответственно границей тихоокеанских и арктических структур. В тектонической истории этих структур есть существенные различия, которые определяются: разной историей и возрастом Прото-Арктического и Оймяконского палеоокеанов, фрагменты которых сохранились в Хромской и Колымской структурных петлях, а также особенностями осадконакопления на Верхоянской и Чукотской пассивных окраинах, которые принадлежали палеоконтинентам Сибири и Лаврентии.

Ключевые слова: тектоника, геодинамика, террейны, офиолиты, островные дуги, турбидиты, палеозой, мезозой, Южно-Анюйская сутура, Северо-Восточная Азия

DOI: 10.31857/S0016853X21050088

ВВЕДЕНИЕ

Южно-Анюйская складчатая система является важным тектоническим элементом в структуре арктической окраины Азии и рассматривается как сутура, которая образовалась на месте океанического бассейна, закрывшегося в конце раннего мела в результате коллизии Северо-Американского и Северо-Азиатского (Сибирского) континентов [19, 38–40].

Происхождение сутуры, время ее формирования, возраст и палеотектоническую интерпретацию слагающих структурно-вещественных комплексов необходимо учитывать для решения проблемы формирования структур литосферы Восточной Арктики. С этим связан наметившийся в последние годы повышенный интерес к изучению Южно-Анюйской сутуры [2, 7, 10, 47, 58, 60, 71, 74, 76, 82, 83, 85]. Многие из перечисленных выше вопросов остаются еще недостаточно изученными или дискуссионными. Например, нет единства мнений и относительно природы существовавшего на месте сутуры Южно-Анюйского океанического бассейна:

• позднемезозойский рифт с океанической корой, разделявший Евразийскую и Гиперборейскую плиты [45, 51, 52];

• океанический залив Мезо-Пацифика, разделявший:

- Евразию и Арктиду [5, 19],
- Евразию и Северную Америку [36, 39, 40, 50],

 – Евразию и континентальный блок Беннет– Боровия [61, 78].

При этом большинство исследователей считают, что Южно-Анюйский океанический бассейн

сформировался в поздней юре—раннем мелу. Однако, в последние годы было обосновано существование океанического бассейна в палеозое, по крайней мере, — в каменноугольное время [7, 32, 47].

Различны представления о положении и полярности зон субдукции, вдоль которых происходило поглощение литосферы Южно-Анюйского океанического бассейна с последующим его закрытием. Известны реконструкции с одной зоной субдукции, вдоль которой формировались островодужные комплексы Алазейско-Олойской складчатой системы, и реконструкции с двумя зонами субдукции, располагавшимися вдоль Сибирской и Чукотской окраин океанического бассейна [1, 2, 36, 39, 47, 58, 60].

В нашей статье мы рассматриваем тектоническую позицию и границы Южно-Анюйской сутуры (Южно-Анюйской складчатой системы) и ее взаимоотношение с окружающими структурами на основе анализа полученных данных по строению и составу структурно-вещественных комплексов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Верхояно-Чукотские мезозоиды состоят из Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей, которые являются покровно-складчатыми коллизионными структурами Тихоокеанского пояса. В первом случае они образовались в результате коллизии Сибири с Колымо-Омолонским супертеррейном, а во втором случае – как результат коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири [10, 37, 41, 47, 50]. В строении, составе и возрасте структурно-вещественных комплексов этих складчатых областей имеются существенные различия.

Чукотская (Новосибирско-Чукотская) складчатая область занимает северную арктическую окраину Северо-Восточной Азии. В ее составе выделяются Новосибирско-Врангелевская (Восточно-Арктическая), Анюйско-Чукотская и Южно-Анюйская складчатые системы [51, 52].

Новосибирско-Врангелевская и Анюйско-Чукотская складчатые системы имеют довольно простое двучленное строение: неопротерозойский (возможно, мезо-неопротерозойский) метаморфический фундамент и сложно дислоцированный палеозойско-мезозойский чехол [10, 23, 24, 47]. Чукотский микроконтинент входил в состав микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка или континентального блока Беннет–Боровия [8, 64, 76, 78].

Южно-Анюйская складчатая система разделяет структуры Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей (рис. 1). Южнее, вдоль северной границы Верхояно-Колымской складчатой области расположены структуры Алазейско-Олойской складчатой системы, сложенной, в основном, островодужными террейнами широкого возрастного диапазона от девона до конца раннего мела [10, 41, 50, 52]. Мощность земной коры Южно-Анюйской складчатой системы незначительная и составляет в среднем 34 км.

ЮЖНО-АНЮЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Впервые была выделена в бассейне рек Большой и Малый Анюй [36, 39, 40]. Именно на изучении геологии этого региона базируются все имеющиеся представления о строении и геологической истории Южно-Анюйской складчатой системы. Она включает Шалауровский (о. Большой Ляховский), Южно-Анюйский (междуречье рек Большой Анюй и Малый Анюй) и Вельмайский (Восточная Чукотка) террейны.

Южно-Анюйский террейн

Геологической основой для выделения сутуры послужили результаты геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200000 [14, 15, 43, 44]. В ее составе выделялись верхнеюрские кремнисто-глинистограувакковая и толеит-базальтовая формации, берриас—готеривские терригенные отложения. В небольших тектонических блоках отмечались выходы вулканогенно-осадочных образований карбона и триаса—нижнего мела. Относительно триасового флиша имелись противоположные точки зрения: широкое распространение в бассейнах рек Уямканда и Устиева [15] или небольшие тектонические блоки среди отложений верхней юры-нижнего мела [45].

Считалось, что выходы гипербазитов, габброидов и плагиогранитов, в том числе крупных Уямкандинского и Громадненско-Вургувеемского массивов, являются базитовым фундаментом центральной зоны и вместе с перекрывающей вулканогенно-кремнистой формацией верхней юры относились к офиолитовой ассоциации. По бортам мезозойского Южно-Анюйского океанического бассейна выделялись конвергентные границы. Зона субдукции Нутесынской островной дуги, располагавшейся на краю Чукотского микроконтинента, погружалась на север. В Олойской островной дуге, существовавшей на юге, вдоль Алазейско-Олойской конвергентной границы зона субдукции погружалась в южном направлении [36, 39, 40, 43-45].

Южно-Анюйскю сутуру принято было рассматривать как структуру, возникшую после закрытия рифтогенного позднемезозойского океанического бассейна, разделявшего Азию и Гиперборейскую плиту [43–45, 51]. Южно-Анюйская складчатая система впервые стала рассматриваться как сутура, образовавшаяся в процессе закрытия Южно-Анюйского океанического бассейна и



Рис. 1. Тектоническая схема Северо-Востока Азии и Северной Аляски.

Обозначены (сокращения на латинице) террейны: SA – Южно-Анюйский, SH – Шалауровский, VE – Вельмайский. 1 – Сибирский кратон; 2–8 – террейны: 2 – кратонные, 3 – пассивных окраин, 4 – существенно турбидитовые, 5 – островных дуг, 6 – островных дуг и задуговых бассейнов, 7 – аккреционных призм; 8 – офиолитовые и океанические; 9 – террейн Вельмай; 10 – Арктической Аляски; 11 – бассейн Колвилл; 12–13 – перекрывающие комплексы: 12 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, 13 – кайнозойские отложения; 14 – разрывные нарушения: а – разломы, 6 – надвиги

коллизии Евразийской и Северо-Американской плит [36, 39, 40].

В основу пересмотра позднеюрско—раннемелового возраста Южно-Анюйского океанического бассейна были заложены данные первых определений радиолярий, которые указывали на более древний возраст базальт-кремнистой ассоциации [8, 32]. Геолого-съемочные работы, в результате которых была составлена карта масштаба 1 : 200000 (листы Q-58-XI, XII и Q-58- XVII, XVIII), и исследования сотрудников ГИН РАН (1998–2004 гг.) внесли существенные коррективы в понимание геологии Южно-Анюйской складчатой системы [2, 47, 58, 60, 83].

Южно-Анюйская складчатая система представляет собой пакет сложно деформированных тектонических пластин, сложенных различными структурно-вещественными комплексами, образовавшимися в разных геодинамических обстановках [2, 47, 83] (рис. 2, рис. 3). Терригенные отложения верхнего триаса, главным образом, турбидиты (Устиевский комплекс), занимают нижнее структурное положение и обнажаются в тектонических окнах (см. рис. 2). Наиболее древние отложения обнажаются в Полярнинском поднятии (Полярный комплекс) и представлены океаническими вулканогенно-кремнисто-карбонатными отложения нижнего карбона [46, 47]. К фрагментам океанической коры относится также Быстрянский комплекс, сложенный базальткремнистой ассоциацией байоса-кимериджа. Южно-Гремучинский и Мерзлый комплексы представляют собой фрагменты аккреционной призмы и сложены туфо-терригенными породами и меланжем с блоками базальтов, кремней, габбро, плагиогранитов и амфиболитов [47, 83]. В терригенных породах встречается фауна оксфорд-волжского и берриас-валанжинского возраста [58].

В островодужной геодинамической обстановке образовались Кульпольнейский (Кораньвеемский, по [58]) комплекс (оксфорд-кимеридж),



Рис. 2. Тектоническая карта Южно-Анюйского террейна (по [47], с изменениями и дополнениями). Обозначено (сокращения на латинице): YR – Яракваамский террейн; SA – Южно-Анюйский террейн. Обозначено (сокращения на кириллице) офиолитовые массивы: А – Алучинский, ГВ – Громадненско-Вургувемский; складчатая система: А–Ч – Анюйско-Чукотская, А–О – Алазейско-Олойская; поднятия: Пл – Полярнинское, Пн – Пенвельвеемское.

1–4 – Анюйско-Чукотская складчатая система: 1 – мелководные отложения, верхняя юра-нижний мел, 2 – турбидиты, триас, 3 – карбонатные и терригенные породы, девон-нижний карбон; 4–8–Южно-Анюйский террейн: 4 – мелководные отложения, готерив-баррем; 5 – Флишевый и Теньвельский комплексы нерасчлененные, верхняя юранижний мел, 6 – Кульпольнейский, оксфорд-кимеридж – нижний мел (?), 7 – Быстрянский комплекс (бат-кимеридж) и Южно-Гремучинский комплекс (верхняя юра-нижний мел) нерасчлененные, 8 – Устиевский комплекс, верхний триас; 9–11 – Алазейско-Олойская складчатая система: 9 – вулканогенно-терригенные отложения, верхняя юра-нижний мел, 10 – туфо-терригенные отложения, триас-средняя юра, 11 – вулканогенно-терригенные отложения, девон (?)-карбон-пермь; 12 – офиолиты; 13 – гранитоиды; 14 – постколлизионные вулканогенно-терригенные отложения, апт-альб; 15 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, поздний альб-кампан; 16 – разломы: а – сбросы и сдвиги, 6 – надвиги; 17 – стратиграфические границы



Рис. 3. Структурно-вещественные комплексы Южно-Анюйского террейна. *1* – вулканиты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 2 – мелководные и континентальные отложения; 3 – вулканиты, туфы; 4 – дистальные турбидиты; 5 – турбидиты; 6 – известняки; 7 – терригенные породы, меланж; 8 – терригенные породы с вулканитами; 9 – базальты, кремни; *10* – габбро, диабазы, плагиограниты; *11* – ультрабазиты, серпентиновый меланж

сложенный вулканитами дифференцированного состава от базальтов до андезидацитов и их пирокластическими образованиями, и вулканогенно-терригенный Теньвельский комплекс (кимеридж—нижний титон). Флишевый комплекс представлен турбидитами верхней юры-нижнего мела, которые в некоторых разрезах содержат туфогенный материал.

Верхнее структурное положение занимает Пенвельвеемский комплекс. Нижняя часть аллохтона состоит из чешуй, сложенных породами базальт-кремнистой ассоциации и турбидитами, сходными с Южно-Гремучинским комплексом. Выше расположены габбро, плагиограниты и зеленые сланцы. Габбро и плагиограниты по составу сходны с породами палеозойских офиолитов Громадненско-Вургувемского массива, расположенным на границе сутуры и Яракваамского террейна. Верхняя часть аллохтона представляет собой антиформу, крылья которой сложены юрсковаланжинскими отложениями. В ядре антиформы обнажены позднетриасовые вулканогеннотерригенные образования, типичные для островодужных разрезов Яракваамского террейна Алазейско-Олойской складчатой системы. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст зеленых сланцев, находящихся в основании Пенвельвеемского комплекса, составляет

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2021

106—119 млн лет, что вероятно определяет становление аллохтона.

Уямкандинский ультрабазит-габбровый массив представляет собой зональный плутон, расположенный среди вулканогенных образований аналогичных островодужному Кульпольнейскому комплексу [33]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст магматической роговой обманки из габбро: плато 145.2 \pm \pm 2.3 млн лет, интегральный возраст 150.5 \pm \pm 3.1 млн лет [47].

Небольшие разрозненные фрагменты дезинтегрированных офиолитов Полярнинского поднятия расположены в верховьях р. Уямканда (см. рис. 2). Офиолиты представлены серпентинитами, габбро, базальтами, темно-серыми кремнистыми породами, амфиболитами и зелеными сланцами. Большинство исследователей рассматривали их как позднемезозойские образования [36, 39, 42]. Однако, отсутствуют прямые данные по возрасту офиолитов в этом районе. В подошве клиппенов и в меланже встречаются линзовидные тела зеленых сланцев и амфиболитов. ⁴⁰Ar/³⁹Ar возрасты амфиболов и белых слюд из амфиболитов варьируют в интервале 257-229 млн лет. Возраст сланцев, содержащих глаукофан, составляет 124.2 ± 1.5 млн лет.

Шалауровский офиолитовый террейн

Шалауровский офиолитовый террейн, вылеленный впервые Л.М. Парфеновым [41] в юго-восточной части о. Большой Ляховский, сложен серпентинитами, перидотитами, габбро-диабазами, пиллоу-лавами, амфиболитами и глаукофановыми сланцами. Геохронологические данные противоречивые и скорее свидетельствуют о тектоническом совмещении разновозрастных комплексов. По данным С.С. Драчева и Л.М. Савостина [17] базальты типа MORB имеют Sm-Nd изохронный возраст 291 ± 62 млн лет (по валовым составам 6 проб), K-Ar возраст амфиболитов составляет 473 \pm 14. 215 \pm 8 и 166 \pm 7 млн лет. Возраст вторичных минералов (К-Ar метод) из межподушечного пространства базальтов определен в диапазоне 124-154 млн лет [25]. Возраст офиолитов (вероятно, имеются в виду шаровые лавы) определен 165-185 млн лет [82].

Среди метаморфических пород различаются два комплекса [26, 71]. Один из них, глаукофанамфиболитовый, является фрагментом субдуцированной океанической коры. Другой комплекс, сложенный метаморфизованными расслоенными ультрамафтами и мафитами, имеет надсубдукционный генезис и рассматривается как фрагмент нижней коры островной дуги. Цирконы из пегматитов этого комплекса имеют U–Pb конкордантный возраст 202 ± 17 млн лет. ⁴⁰Ar/³⁹Ar плато-возрасты роговой обманки, биотита и мусковита из того же пегматита, соответственно, составляют 209.7 ± 0.9, 203.0 ± 0.9 и 178.5 ± 1.5 млн лет [26, 71].

Метаморфические породы и офиолиты вместе с терригенными породами верхней юры—нижнего мела слагают тектонические клинья и пластины северо-западной вергентности [24, 71]. Обломочный материал граувакковых песчаников представлен вулканитами, метаморфическими и осадочными породами, гранитами, амфиболитами и продуктами размыва ультраосновных пород.

Шалауровский террейн надвинут к северо-западу на отложения бурустасской серии (пермь– триас). Весь комплекс интрудирован гранитами с возрастом:

121.2 млн лет (U-Рь цирконы, [82]);

114.4 \pm 0.5 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar, биотит [73]);

119 \pm 5, 120 \pm 6, 122 \pm 5 млн лет (K–Ar метод, биотит [16]).

Мы полагаем, что Шалауровский террейн является аккреционной призмой с тектоническими включениями фрагментов океанической литосферы и нижней коры островной дуги.

Вельмайский террейн

Вельмайский террейн впервые выделен, как террейн раннемезозойской зоны субдукции [41]. В его составе были объединены известные ранее и

пространственно разобщенные эвгеосинклинальные комплексы Восточной Чукотки [6]. Позднее выяснилось [47, 74], что из состава террейна следует исключить силлы и мелкие интрузии габбродиабазов, характерные для пермско-триасовых терригенных отложений северной части Чукотки. В районе Колючинской губы габбро-диабазовый комплекс имеет возраст 252 млн лет и вместе с базальтами по геохимическим параметрам сопоставляется с толеитовыми трапповыми базальтами Сибири [74].

Террейн включает офиолиты, расслоенные ультрамафиты, габброиды и верхнетриасовые кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения [10, 28, 29, 55, 56]. Полученные в последние годы петрологические, геохимические и геохронологические данные позволяют выделить комплексы, образовавшиеся в различных геодинамических обстановках.

Офиолиты бассейна р. Матачингай, представляющие собой тектонические блоки реститовых гарцбургитов с телами дунитов, габбро, плагиогранитов и базальт-кремнистых пород, формировались в обстановке задугового спрединга [29] (рис. 4, а). К сожалению, возраст офиолитов не определен, но их фрагменты встречаются в отложениях нижнего мела и, возможно, верхней юры [13] (см. рис. 4, б).

В районе руч. Луковый среди терригенных пород нижнего-среднего триаса встречаются выходы серпентинитового меланжа с крупными блоками дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса (рис. 5, рис. 6, а–в). Петрографические характеристики и геохимические особенности состава пород комплекса свидетельствуют, что он является фрагментом корового разреза интраокеанической островной дуги, образовавшийся при давлении около 5–6 кбар [30]. Возраст (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод) роговых обманок подтверждает время формирования комплекса [30]:

– из габбро:

175.3 \pm 3.7 млн лет (промежуточное плато),

 204.6 ± 33.4 млн лет (интегральный возраст);

 из островодужного габбро (район р. Кымынейвеем):

 180.2 ± 2.5 ,

 178 ± 1.8 млн лет.

В бассейне р. Кымынейвеем обнажаются кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения кымынейвеемской свиты верхнего триаса [55, 56]. Отложения кымынейвеемской свиты по надвигу перекрывают триасовые отложения Чукотского микроконтинента и расположены южнее (см. рис. 5, см. рис. 6, а). На основании структурной позиции и геохимических данных выделяются два близких по возрасту комплекса, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках [28].



Рис. 4. Пиллоу-базальты офиолитового комплекса бассейна р. Матачингай (а), турбидиты валанжина с обломками офиолитов (б).



Рис. 5. Тектоническая позиция офиолитов руч. Луковый. Показано (прямоугольник) положение надвига комплекса руч. Луковый на отложения нижнего и среднего триаса (см. рис. 6, а).

1 – турбидиты триаса; 2 – серпентинитовый меланж; 3 – дунит–верлит–клинопироксенит–габбровый комплекс; 4 – тектонические контакты

Базальты и тела долеритов более древнего комплекса (верхняя толща) образовались во внутриплитной обстановке, сопоставимой с вулканитами океанических плато [56]. 206 Pb/ 238 U средневзвешенный возраст магматических цирконов из долеритов 212 ± 4 млн лет. Кремнистые породы содержат радиолярии раннемезозойского облика [55].

Базальты, долериты и туфы более молодого комплекса (нижняя и средняя толщи) образовались в надсубдукционной обстановке [56] (см. рис. 6, г). Туфы содержат фауну позднего нория и магматические цирконы с ²⁰⁶Pb/²³⁸U средневзвешенным возрастом 206 ± 5 млн лет.

Верхнетриасовая фауна содержит тетические виды, что отличает ее от одновозрастных отложений Чукотского микроконтинента и обнаруживает сходство с фауной аллохтонных террейнов Аляски и островодужных комплексов Яракваамского террейна в бассейне р. Большой Анюй [3, 55, 56].

По геохимическим параметрам дунит-верлитклинопироксенит-габбровый комплекс руч. Луковый однотипен с вулканитами надсубдукционного кремнисто-терригенного-вулканогенного кымынейвеемского комплекса верхнего триаса. На этом основании мы рассматриваем комплекс



Рис. 6. Фрагменты Вельмайского террейна.

(а) – надвиг (штриховая линия) комплекса руч. Луковый на отложения нижнего и среднего триаса. Показано (цифры в кружках): 1 – брекчированные песчаники триаса, 2 – дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс;
(б) – фрагмент дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса;

(в) – блок дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса в серпентинитовом матриксе;

(г) – надсубдукционные вулканиты Кымынейвеемского комплекса.

руч. Луковый вместе с вулканитами, как часть одной островной дуги, магматическая активность которой продолжалась от позднего нория до рубежа ранней—средней юры.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Структура

По данным первых структурных исследований в центральном Стадухинском сегменте была отмечена исключительная сложность деформаций Южно-Анюйского террейна, который имеет складчато-надвиговое строение [36, 39]:

- разновозрастные надвиги и сдвиги;

 несколько генераций напряженных складок,
с преобладающими субвертикальными залеганиями;

 малоамплитудные взбросы и надвиги, преимущественно, южной вергентности.

Эти данные были дополнены детальными структурными наблюдениями в западной и восточной частях Южно-Анюйского террейна, где нам удалось установить покровные складки северной вергентности. По нашим данным внутренняя структура Южно-Анюйского террейна и его обрамления была сформирована в доколлизионный, коллизионный и постколлизионный этапы деформаций [2, 47, 84].

В истории коллизионных деформаций мы реконструировали ранний структурный парагенез, связанный с формированием надвиговой (покровной) структуры северной вергентности и более поздний, связанный с формированием компрессионных правых сдвигов и складчато-надвиговых структур южной вергентности.

В результате ранних коллизионных деформаций комплексы террейна были надвинуты на пассивную окраину Чукотского микроконтинента. Нижнее структурное положение занимают триасовые турбидиты Устиевского комплекса, которые представляют собой дистальные фации турбидитов Анюйско-Чукотской складчатой системы [54].

В низовьях рек Уямканда и Ангарка перед фронтом Олойского террейна в тектоническом окне обнажаются верхнетриасовые турбидиты Устиевского комплекса. На севере они перекрыты отложениями флишевого комплекса и вулканогенно-осадочными образованиями Кульпольнейского комплекса [12] (см. рис. 2, пластовые треугольники).

Расшифровка складчато-надвиговой структуры Южно-Анюйского террейна сопряжена с трудностями, которые обусловлены несколькими этапами деформаций, при этом для коллизионного этапа более поздние деформации южной вергентности затушевывают ранние деформации северной вергентности.

Рефлекторы, наклоненные на север, отчетливо видны на сейсмическом профиле 2ДВ. Амато с соавт. [60] представили упрощенный вариант рефлекторов с общей южной вергентностью. Однако, волновые поля допускают, что среднекоровые рефлекторы в интервале 1600—1650 м могут указывать на общее южное погружение Чукотского микроконтинента со срывом его чехла [60].

При этом, характерно, что большинство разломов в верхней коре показывают южную и югозападную вергенцию, тогда как в средней и нижней коре разломы являются обратными [62].

По нашим полевым наблюдениям в Пенвельвеемском поднятии аллохтонный фрагмент Яракваамского террейна, переместившийся в северном направлении, перекрывает комплексы сутуры, но в современной структуре плоскости надвигов падают на север (южная вергентность) [47] (см. рис. 1). Можно предположить, что некоторые рефлекторы южной вергентности имеют подобную инверсионную природу [60, 62].

Структуры раннего этапа перекрываются терригенными отложениями готерив—баррема, которые в свою очередь подвержены деформациям южной вергентности. Готерив—барремский комплекс является промежуточным неоавтохтоном. Все структуры Чукотской складчатой области и Алазейско-Олойской складчатой системы (см. рис. 1) несогласно перекрываются слабо дислоцированными апт-альбскими отложениями (Ай-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2021

нахкургенская, Нутесынская, Камешковская и другие впадины) и альб-кампанскими отложениями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Тектоническая история

Южно-Анюйский террейн состоит из комплексов, которые образовались в пределах океанического бассейна, закрывшегося в конце раннего мела в процессе коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Сибири. Относительно возраста и происхождения океанического бассейна существовали различные точки зрения.

Представления о позднеюрско—раннемеловом возрасте Южно-Анюйского океанического бассейна были дополнены исследованиями о существовании бассейна в позднем палеозое [32, 43, 44, 52]. В палеотектонических реконструкциях Южно-Анюйский океанический бассейн, начиная с перми, представлял собой залив Панталассы или рассматривался как продолжение океана Ангаючам, который существовал, начиная с девона [19, 79].

Исследованиями последних лет была значительно уточнена геологическая история океанического бассейна, в тектонической эволюции которого выделяются два этапа — поздний палеозой—ранний мезозой и поздняя юра—ранний мел [2, 47, 58, 83]. В связи с этим было предложено ранний (океанический) этап с генерацией коры в центрах спрединга именовать Прото-Арктическим океаном, который включал Южно-Анюйскую ветвь и ветвь Ангаючам на Аляске, и оставить название Южно-Анюйский океан за более поздним этапом формирования бассейна с реликтовой океанической корой [47, 83].

Фрагменты океанической коры сохранились в Южно-Анюйском, Шалауровском и Вельмайском террейнах в виде дезинтегрированных офиолитов, блоков в аккреционной призме. Кроме того, Алучинские и Громадненско-Вургувеемские офиолиты Яракваамского террейна, для которых был установлен надсубдукционный генезис, также определяют существование в позднем палеозое океанического бассейна [7].

Прото-Арктический океан (поздний палеозой—ранний мезозой)

Прото-Арктический океан подобно океану Тетис представлял собой крупный залив Палеопацифика, который располагался между континентальными массами Сибири и Лаврентии. В позднем палеозое залив соединялся с Уральским палеоокеаном [5, 18, 47]. Северная окраина Прото-Арктического океана была пассивной. Здесь накапливались терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные отложения. На некоторых стратиграфических уровнях, особенно в карбоне, встречаются тепловодные виды фауны на Новосибирских островах, Северной Чукотке, о. Врангеля, о. Шпицберген, Тимано-Печорском регионе, Северном Урале, Арктической Канаде, п-ове Аляска и о. Гренландия, которые отсутствуют в отложениях Сибирской континентальной окраины и Верхояно-Колымской складчатой области [24, 48, 65].

Южная окраина океана была активной в позднем палеозое—раннем мезозое. Вдоль конвергентной границы располагались островодужные образования, известные теперь в составе Хетачанского, Алазейского, Олойского и Яракваамского террейнов [41, 50, 79]. В тылу конвергентной границы существовал Оймяконский океан [37, 38, 50].

Наиболее древний базальт-кремнисто-карбонатный океанический комплекс раннекаменноугольного возраста известен в Полярнинском поднятии Южно-Анюйского террейна [2, 47] (см. рис. 2). Раннекаменноугольный возраст также имеют островодужные комплексы Яракваамского террейна [58]. Позднепалеозойский возраст установлен для надсубдукционных офиолитов Алучинского и Громадненско-Вургувеемского массивов [7]. Одновозрастные амфиболиты и сланцы с глаукофаном субдукционной природы встречаются в Южно-Анюйском и Шалауровском террейнах [26, 47, 50, 71]. Конвергентная граница Прото-Арктического океана имеет палеозойскую историю (Яракваамский островодужный террейн) [7].

В позднем триасе произошла перестройка конвергентной границы. Конгломераты верхнего триаса, содержащие обломки офиолитов, указывают на амальгамацию Алучинского и Громадненско-Вургувеемского офиолитовых субтеррейнов с образованием Яракваамского террейна. Изучение дайковых комплексов, имеющих возраст 220–228 млн лет (⁴⁰Ar/³⁹Ar метод), Алучинского и Атамановского массивов свидетельствует об образовании новой системы островной дуги и окраинного моря [7]. Обстановка задугового бассейна также определена при исследовании офиолитов бассейна р. Матачингай Вельмайского террейна [29].

Магматические породы кремнисто-терригенно-вулканогенного комплекса Вельмайского террейна формировались в надсубдукционной и внутриплитной геодинамических обстановках [30]. Время проявления которых определяется возрастом зерен циркона (U—Pb метод) из вулканогенных пород соответственно 206 ± 5 и 212 ± 4 млн лет. В геохимическом отношении кумулятивный комплекс руч. Луковый и островодужные образования кремнисто-терригенно-вулканогенного комплекса однотипны и могли формироваться в структуре единой конвергентной границы: островная дуга и задуговой бассейн. Продукты внутриплитного магматизма, возможно, являются фрагментами океанического плато или вулканического поднятия [30].

Таким образом, в позднем палеозое—раннем мезозое конвергентная граница Прото-Арктического океана представляла собой современный западно-тихоокеанский тип с энсиматическими островными дугами и задуговыми бассейнами. Верхнетриасовая фауна островодужных комплексов Яракваамского и Вельмайского террейнов содержит тетические виды, которые отсутствуют в триасовых отложениях Чукотского микроконтинента.

Наиболее молодой возраст океанической базальт-кремнистой ассоциации оксфорд—кимеридж [47, 58]. В этом временном интервале возникает Кульпольнейская энсиматическая островная дуга. С формированием этой дуги, вероятно, связан возраст 158.1 ± 4.0 млн лет (40 Ar/ 39 Ar метод) зеленых сланцев, встречающихся в системе тектонических пластин Полярнинского поднятия [2, 47, 58]. После этого времени прекращается спрединг в Прото-Арктическом океане и происходит резкая смена геодинамических обстановок, как в океаническом бассейне, так и на его активной и пассивной окраинах.

В пермо-триасовое время на северной, Чукотской пассивной окраине Прото-Арктического океана начинается терригенная лавинная седиментация, которой предшествовала деструкция континентальной коры [51, 52, 54, 74]. Для триасовых отложений Чукотского террейна характерны многочисленные силлы, мелкие гипабиссальные тела диабазов, габбро и долеритов, и встречающиеся локально туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с толеитовыми трапповыми базальтами Сибирской платформы [74].

Южно-Анюйский океанический бассейн (поздняя юра-ранний мел)

Новый этап тектонической эволюции начинается в волжское время. К этому времени прекращается генерация новой океанической коры и Прото-Арктический океан превращается в остаточный Южно-Анюйский океанический бассейн, который начинает заполняться турбидитами Флишевого комплекса. На некоторых уровнях появляются прослои туфогенных песчано-алевритистых пород, свидетельствующие об удаленном источнике вулканической деятельности.

На северной, Чукотской континентальной окраине накапливались терригенные отложения

верхней юры-нижнего мела. Выделяются два тектоно-седиментационных этапа с резкой сменой источников сноса на рубеже кимериджаволжского яруса [4]. Оксфорд-кимериджские отложения накапливались за счет размыва источников, находящихся на севере и сложенных преимущественно древними гранитоидами и триасовыми турбидитами и в меньшей степени вулканитами и метаморфическими комплексами. Начиная с волжского времени, направление сноса меняется на противоположное и источники осадочного материала были сложены в основном терригенными и вулканическими породами среднего и умеренно кислого составов. Наличие пеплового материала свидетельствует о синхронной вулканической деятельности.

На южной конвергентной границе океанического бассейна после амальгамации террейнов Колымской петли с образованием в Колымо-Омолонского супертеррейна закладывается протяженный Анюйско-Святоносский или Олойский вулканический пояс [11, 19]. На границе Олойского пояса с Южно-Анюйским океаническим бассейном формируется аккреционная призма (Южно-Гремучинский и Мерзлый комплексы), которая содержит блоки базальтов, кремней и габброидов. Очевидно, что первоначально субдуцировала реликтовая океаническая литосфера Южно-Анюйского бассейна, а затем континентальная литосфера Чукотского микроконтинента.

В готерив—барреме завершилась коллизия Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов. На первом этапе коллизионных деформаций образовались складчато-надвиговые структуры северной вергентности, которые сменились правосторонними сдвигами и надвигами южной вергентности [2, 47, 83]. Постколлизионные граниты имеют возраст 117—115 млн лет [77].

На постколлизионном этапе в условиях растяжения формировались структуры гранитно-метаморфических ядер и наложенные впадины Айнахкургенская, Нутесынская, Камешковская и Тытыльвеемская, заполнявшиеся вулканогенноосадочными отложениями апта—альба [10, 52, 57, 58, 61].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В контексте данной статьи можно выделить две главные проблемы в тектонической интерпретации Южно-Анюйской сутуры — реконструкция конвергентных границ, полярность зон субдукции и неопределенность западного и восточного продолжения сутуры. Решение первой проблемы представляется важным для понимания процесса закрытия океанического бассейна и коллизии Чукотского микроконтинента со структурами ак-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2021

тивной окраины Сибири, а также происхождения Амеразийского бассейна. Решение второй проблемы позволит определить тектоническую позицию сутуры по отношению к основным структурам Северо-Востока Азии и Восточной Арктики.

Субдукционная природа южной границы Прото-Арктического океана с островодужными террейнами Алазейско-Олойской складчатой системы не вызывает сомнений. В поздней юре произошла коренная перестройка конвергентной границы и на амальгамированных террейнах Колымо-Омолонского супертеррейна возник Олойский (Анюйско-Святоносский) вулканический пояс [11, 19, 50]. Наличие тектонопары островодужный вулканизм—аккреционная призма (Гремучинский и Мерзлый комплексы Южно-Анюйского террейна) определяет южное падение зоны субдукции.

Пояс сложен вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры и нижнего мела. Кимеридж—волжские вулканогенные образования залегают с размывом и структурным несогласием на палеозойских, триасовых и бат—келловейских отложениях Приколымского, Алазейского, Олойского и Хетачанского террейнов [11, 41, 50]. В результате тектонической перестройки западно-тихоокеанский тип конвергентной границы сменился на окраинно-континентальный. От типичной андийской окраины их отличает накопление вулканогенно-осадочных толщ, главным образом, в морской обстановке.

Интерпретация вулканогенно-осадочного комплекса, обнажающегося на границе Южно-Анюйского и Чукотского террейнов, является неоднозначной. Большинство исследователей выделяют здесь Нутесынскую островную дугу, располагавшуюся на краю Чукотского микроконтинента [1, 10, 19, 36, 39, 60]. В этих реконструкциях зона субдукции Нутесынской дуги погружалась на север под Чукотский микроконтинент, но отсутствие стратиграфических контактов вулканогенно-осадочных образований с отложениями Чукотского террейна не позволяет относить островодужные комплексы к Чукотскому террейну Анюйско-Чукотской складчатой системы. Наши полевые наблюдения в междуречье рек Кораньвеем-Кульпольней показывают, что вулканогенно-осадочные породы стратиграфически наращивают отложения Южно-Анюйского террейна [47, 58]. Вулканиты имеют известково-щелочной и субшелочной составы с большим количеством пирокластического материала и образовались в островодужной обстановке. Оксфорд-киммериджский возраст обоснован находками фауны. Вдоль границы Чукотского террейна и Кульпольнейской островной дуги есть тектонические клинья нижнеюрских песчаников и алевролитов, полимиктовый состав которых и присутствие туфогенного материала отличается от отложений чехла Чукотского террейна [58].

В районе Полярнинского поднятия вулканогенно-осадочные образования также с фауной оксфорд—кимериджа занимают верхнее структурное положение и тектонически перекрывают Полярнинский комплекс нижнего карбона Южно-Анюйского террейна, турбидиты триаса и песчаники волжского яруса Чукотского террейна. Вдоль контакта встречаются линзовидные тела серпентинизированных ультрабазитов и габброидов.

На основании этих данных вулканогенно-осадочные образования (кораньвеемская толща или Кульпольнейский комплексы) стали рассматриваться в составе Южно-Анюйского террейна [2, 47, 58]. В палеотектоническом плане были выделены соответственно Кораньвеемская, или Кульпольнейская внутриокеаническая дуга с зоной субдукции в южном направлении. Верхний возрастной предел островодужного вулканизма остается неизвестен, поскольку кораньвеемская толща вдоль границы с Чукотским террейном перекрывается вулканитами среднего и кислого состава с растительными остатками апта-альба, которые ранее включались в состав Нутесынской дуги. Позднее было выявлено, что эти образования являются частью Нутесынской наложенной (постколлизионной) впадины и несогласно перекрывают комплексы Южно-Анюйского и Чукотского террейнов [58].

При детальном изучении волжско—валанжинских терригенных отложений Чукотского террейна были обнаружены примесь пеплового материала и цирконы с возрастом 150—140 млн лет [4]. Кроме того, на Восточной Чукотке были установлены проявления кислого вулканизма с возрастом 140—146 млн лет [53]. Обнаружение вулканических образований и продуктов синхронного вулканизма трудно объяснить только моделью оксфорд—кимериджской энсиматической Кульпольнейской дуги.

Решение, которое сближало позиции сторонников Нутесынской и Кульпольнейской дуг, было предложено в работе [4], в которой реконструированы две разновозрастные островные дуги (рис. 7). В оксфорд-кимеридже существовала интраокеаническая Кульпольнейская островная дуга, поэтому в одновозрастных отложениях Чукотского террейна нет следов синхронного вулканизма. После аккреции дуги к Чукотскому микроконтиненту произошла инверсия зоны сублукции и на его окраине образовалась новая Нутесынская эпиконтинентальная дуга. Эти представления соответствуют имеющимся геологическим данным и известной модели коллизии континент-энсиматическая дуга, разработанной на геологических материалах Камчатки и о. Тайвань с применением аналогового моделирования [22, 63]. Вместе с тем такая модель предполагает широкое развитие вулканических образований, столь характерных для энсиалических дуг или окраинноконтинентальных поясов. Однако, единичных выходов кислых вулканитов и обломочных зерен циркона недостаточно. Следовательно, вопрос о природе субдукционного вулканизма на севере Южно-Анюйского океанического бассейна остается открытым и исследования в этом направлении продолжаются [34].

Западное и восточное продолжения Южно-Анюйской сутуры мы рассматриваем как важный элемент для выяснения ее тектонической позиции. В западном направлении, под осадочным чехлом приморской части Колымской низменности и прилегающей акватории Восточно-Сибирского моря Южно-Анюйская сутура прослеживается до острова Большой Ляховский по цепочке магнитных аномалий от +200 до +400 нТл, где есть выходы офиолитов Шалауровского террейна [18, 23, 25, 41, 49, 50, 71].

Складчато-надвиговая структура, сформированная в конце раннего мела во время Чукотской фазы орогении, прорывается гранитами с возрастом 118—121 млн лет (U—Pb цирконы) [16, 25, 31, 73, 75]. Она образовалась в результате субдукции океанического бассейна под Святоносскую дугу и последующей ее коллизии с континентальным блоком Новосибирских островов. Эти представления полностью согласуются с предложенной ранее историей формирования Южно-Анюйского террейна [2, 25, 26, 83].

Представление о дальнейшем продолжении Южно-Анюйской сутуры на запад неоднозначно.

Первоначально Л.П. Зоненшайн с соавт. [19] продолжали сутуру к северо-западу на соединение с центральным швом Таймырского полуострова, где она вырождается в продольный сдвиг.

Однако, М.К. Косько [23, 24] обращал внимание на неоднозначный характер магнитного и гравитационного полей западнее о. Большой Ляховский.

Некоторые исследователи рассматривали вариант северного продолжения Южно-Анюйской сутуры в район Новосибирских островов [41, 49, 67]. Однако, океанических комплексов, которые могли бы свидетельствовать о северном продолжении Южно-Анюйской сутуры, на островах не выявлено. Более того, аномалии магнитного поля Новосибирских островов имеют низкие значения от -50 до +100 нТл.

Вместе с тем к югу от о. Большой Ляховский в прилегающей части континента — отчетливо выражены две полосы положительных магнитных аномалий, которые образуют Западную и Восточную ветви, соответствующие телам ультраосновных пород [18, 49]. На основании карты аномального магнитного поля была выделена Хромская



Рис. 7. Реконструкции геодинамических обстановок на окраине Чукотского микроконтинента (по данным [4], с изменениями и дополнениями).

(а) – для оксфорд-кимериджского времени;

(б) – для волжско-берриасского времени.

1 — мантийный слой литосферы Прото-Арктического (Южно-Анюйского) океана; 2 — мантийный слой литосферы Чукотского микроконтинента; 3 — океаническая кора; 4 — основание преддугового блока; 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения задугового и преддугового бассейнов Кульпольнейской энсиматической дуги; 6 — вулканогенные отложения Кульпольнейского комплекса; 7 — континентальная кора; 8 — отложения пассивной континентальной окраины; 9 — верхнеюрско-нижнемеловые отложения, накапливающиеся на окраине Чукотского микроконтинета: а — терригенные, б — вулканогенно-осадочные

структурная петля по аналогии с расположенной южнее Колымской петлей и стала рассматриваться как окончание Южно-Анюйской сутуры [21, 57, 71] (рис. 8). При такой трактовке общая конфигурация в плане напоминала бы очертания террейна Ангаючам на Аляске. Действительно, в работе [38] предполагалось, что продолжением офиолитов Южно-Анюйской сутуры могут быть офиолиты коллизионного пояса хребта Черского. Продолжением офиолитов Южно-Анюйской сутуры могли быть офиолиты коллизионного пояса хребта Черского [38]. В этом случае общая конфигурация Южно-Анюйской сутуры в плане могла напоминать очертания террейна Ангаючам на Аляске.

Южно-Анюйская сутура рассматривается также, как продолжение Колымского шва и ее современное положение обусловлено левыми сдвигами [57]. Однако, свидетельств существования



Рис. 8. Аномальное магнитное поле региона исследования и окружающих акваторий (по данным [21], с изменениями и дополнениями).

масштабных левых сдвигов в этом регионе не выявлено. Более того, вдоль границ Южно-Анюйского террейна есть правосторонние сдвиги, которые могут быть следствием вращения микроплиты Арктическая Аляска–Чукотка против часовой стрелки во время образования Канадского бассейна [27, 64, 66, 68].

Объединение Хромской и Колымской петель в единую структуру и рассмотрение слагающих их террейнов как фрагментов одного и того же палеоокеанического бассейна маловероятно [37, 41, 47, 50], в связи с тем, что:

 возраст офиолитов хр. Черского и Южно-Анюйской сутуры разный: соответственно неопротерозойско-раннепалеозойский и позднепалеозойско-мезозойский;

 – коллизия в Колымской петле произошла в конце поздней юры, в Южно-Анюйской сутуре произошла в конце раннего мела.

-Таким образом, террейны Колымской и Хром ской петель являются фрагментами палеострук тур разных океанов Оймяконского и Прото-Арктического и их зон перехода океан—континент (см. рис. 8). В Верхояно-Колымской складчатой области (Колымская петля) террейны аккретировали к Сибирскому континенту в результате позднеюрской коллизии Колымо—Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной Сибири (верхоянская фаза орогении). Субдукция происходила под Уяндино-Ясачненскую дугу, образовавшуюся в оксфорд—кимеридже во фронте Колымо—Омолонского микроконтинента [37, 41, 50].

В оксфорд-кимеридже в Прото-Арктическом океане существовала Кульпольнейская интраокеаническая дуга, аккретировавшая к Чукотскому микроконтиненту, что сопровождалось инверсией зоны субдукции [4]. Генерация океанической коры завершилась в оксфорд-кимеридже. В волжское время с прекращением спрединга океан превратился в остаточный Южно-Анюйский бассейн с океанической корой, который стал заполняться турбидитами до валанжина включительно. В волжское время после коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Сибирью вдоль его границы с Прото-Арктическим океаном возник Олойский (Анюйско-Святоносский) вулканический пояс, деятельность которого продолжалась в неокоме [11, 19]. Структуры Южно-Анюйской сутуры и ее продолжения в Хромской петле являются фрагментами Прото-Арктического океана и Южно-Анюйского бассейна и образовались в процессе коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Колымо-Омолонского микроконтинента в конце раннего мела (чукотская фаза орогении).

К этому следует добавить существенные различия в условиях накопления отложений пассивных окраин Сибири (верхоянский комплекс) и Чукотского микроконтинента (анюйская серия) [54, 86].

Следовательно, геологическая история палеоокеанов и их пассивных и активных окраин Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей была различной, что не позволяет объединять Колымскую и Хромскую петли в единую структуру. Решение этого вопроса зависит от тектонической интерпретации комплексов Полоусненской складчатой системы, для которой характерны надвиги как северной, так и южной вергентности, свидетельствующие о субмеридиональном сжатии. Образования Полоусненской системы, судя по геофизическим параметрам, отличаются от Верхоянской окраины и расположенной севернее Хромской петли (см. рис. 8).

В настоящее время можно высказать три возможных предположения о фундаменте Полусненской складчатой системы:

окраина Сибирского континента;

 северное продолжение Колымо-Омолонского микроконтинента;

 – континентальный блок или фрагмент байкалид (тиманид), аккретированный к Сибирской платформе.

В качестве восточного продолжения Южно-Анюйской сутуры рассматривается сутура Кобук на Северной Аляске, вдоль которой комплексы океанического террейна Ангаючам надвинуты на структуры Северной Аляски [37, 41, 79, 85]. Террейны Северной Аляски и Чукотки являются фрагментами микроплиты Арктическая Аляска– Чукотка [64, 67, 68, 76, 79].

Продолжение Южно-Анюйской сутуры на Восточной Чукотке представляет исследовательскую задачу. Южно-Анюйский террейн на востоке перекрывается образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса и дальнейшее его продолжение можно трактовать различно. В тылу Западно-Пекульнейской островной дуги в волжско-берриасское время существовал задуговой бассейн, к северу от которого располагался Южно-Анюйский океанический бассейн [35]. В геологической истории этих бассейнов существует определенная синхронность тектонических событий. Отложения готерив—баррема являются неоавтохтоном, они подвержены более молодым деформациям:

- субмеридиональные (хр. Пекульней);

– южной вергентности (Южно-Анюйский террейн).

Пекульнейский сегмент является частью протяженной Удско-Мургальской островодужной системы, развивавшейся вдоль конвергентной границы Азиатского континента и северо-западной Пацифики [35, 84]. Восточнее, островодужные комплексы Пекульнейского сегмента продолжались Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским сегментами. Следовательно, закрывающийся Южно-Анюйский океанический бассейн должен был располагаться севернее, в тылу этой конвергентной границы. В современной структуре большая часть этой территории занята образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 1).

Наиболее вероятным продолжением Южно-Анюйской складчатой системы являются комплексы Вельмайского террейна Восточной Чукотки [28-30, 41, 47, 83]. Они образуют разрозненные выходы в южной части Восточной Чукотки. В бассейне р. Матачингай наиболее крупный выход, сложенный офиолитами, имеет тектонические контакты с терригенными отложениями валанжина и перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Расположенный восточнее небольшой выход (120 × 30 м) образуют тектонизированные и брекчированные серпентиниты и толща (видимая мощность 20-30 м) чередования песчаников и алевролитов с дайками кислого состава (рис. 9, а, б). Терригенные породы и дайки имеют крутые падения на север, и весь комплекс имеет южную вергентность. В бассейне р. Матачингай ширина сутуры составляет от нескольких десятков до первых сотен метров с отчетливо выраженной южной вергентностью. Небольшие тела ультрабазитов и габбро есть восточнее в бассейне р. Ергывеем (Эргувеем), но относительно их возраста, структурного положения и геодинамической интерпретации нет данных.

Установить тектоническое положение комплексов Вельмайского террейна и их взаимоотношение с сопредельными структурами Восточной Чукотки в большинстве мест не представляется возможным, т.к. они образуют изолированные выходы, перекрытые образованиями Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Севернее расположены триасовые отложения Чукотского микроконтинента, а к юго-западу на значительном расстоянии обнажаются комплексы Золото-



Рис. 9. Офиолиты бассейна р. Матачингай.

(б) – дайка во вмещающих отложениях верхней юры-нижнего мела.

горского террейна, входящие в состав Удско-Мургальской островодужной системы (рис. 10). Позднеюрско-раннемеловой Южно-Анюйский океанический бассейн располагался между этими структурами [35, 84].

Широтное положение Канчаланского, Ушканьегорского и Золотогорского островодужных террейнов, присутствие палеозойско-раннемезозойских островодужных комплексов и континентальной коры позволяют рассматривать их как продолжение Колымо-Омолонского субертеррейна [35] (см. рис. 10). При такой интерпретации офиолиты бассейна р. Матачингай являются продолжением Южно-Анюйской сутуры.

Далее к востоку Вельмайский террейн представлен верхнетриасовыми-нижнеюрскими островодужными образованиями кымынейвеемской свиты и ультрабазит-габбровым комплексом руч. Луковый. Здесь тектоническая природа сутуры меняется. Вместо коллизии Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинентов происходила аккреция островной дуги к Чукотскому микроконтиненту.

Время аккреции Вельмайского террейна к Чукотскому микроконтиненту установить не удается, а их пространственное положение указывает на отсутствие единой сутуры и возможно разновременное причленение отдельных фрагментов дуги. Наличие фрагментов офиолитов в отложениях верхней юры—нижнего мела и пространственная связь офиолитов с терригенными отложениями валанжина могут косвенно указывать на время аккреции [6]. Наиболее молодая популяция цирконов из этих отложений имеет возраст 134 млн лет (граница валанжина—готерива), что соответствует времени коллизии и образования Южно-Анюйской сутуры (рис. 11).

Северная часть структур Восточной Чукотки относится к Чукотской области, южная часть – к Корякско-Камчатской области, граница между ними проводится по Амгуэмскому неогеновому шву [13].

Присутствие теплолюбивых видов фауны указывает на значительные перемещения комплексов Вельмайского террейна из более южных широт. Отсутствие единой сутуры к востоку от бассейна р. Матачингай и островодужных комплексов верхней юры—нижнего мела и, следовательно, конвергентной границы позволяют предполагать соединение Южно-Анюйской ветви Прото-Арктического океана с Мезо-Пацификом.

В пользу этого предположения свидетельствуют данные по геологии Северной Аляски [77, 81, 85]. Офиолиты хр. Брукса образовались в островодужной обстановке и состоят из мантийных реститовых гарцбургитов с телами дунитов, ультрамафитов переходной зоны мантия-кора, расслоенных и изотропных габбро, поздних интрузий верлитов, габбро, плагиогранитов, диабазов, общей мощностью 6 км [69, 77].

Роговые обманки из габбро и плагиогранитов имеют возраст 40 Ar/ 39 Ar возраст 163–169 млн лет, U–Pb возраст цирконов из плагиогранитов, секущих габбро, составляет 170 ± 3 млн лет.

В тектонических пластинах океанического террейна Ангаючам толщи базальтов, гиалокластитов, туфов, туфогенных и радиоляриевых кремней прорваны силлами и дайками диабазов и микрогаббро. Кремни содержат радиолярии среднего-позднего триаса. Эти образования ин-

⁽а) – брекчированные серпентиниты;



Рис. 10. Палеотектоническая реконструкция для поздней юры-раннего мела (по данным [84], с изменениями и до-полнениями).

Обозначено: К–У–З – Каначаланский, Ушканьегорский и Золотогорский сегменты. *1*–2 – Удско-Мургальская островодужная система: *1* – вулканическая дуга, *2* – аккреционная призма; *3*–4 – зоны субдукции: *3* – Олойская и Удско-Мургальская, *4* – Кульпольнейской энсиматической дуги

терпретируются как фрагменты океанического плато, аккретированного к интраокеанической дуге Коюкук и затем вместе к окраине континента [72]. Близкий возраст на Аляске имеют островные дуги Талкитна и Ратлеснейк Крик, расположенные южнее океанического террейна Ангаючам [79, 81].

Таким образом, в конце триаса—ранней юре островодужные комплексы Вельмайского террейна и террейнов Аляски формировались в интраокеанических дугах, которые располагались вдоль конвергентной границы Прото-Арктического (Южно-Анюйский—Ангаючам) океана и Мезо-Пацифика или были частью океана Мезо-Пацифика. Если они формировались в структурах Мезо-Пацифика, то в месте сочленения океанических бассейнов Южно-Анюйского и Ангаючам

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2021

существовал пролив, соединяющий Прото-Арктический океан и Мезо-Пацифик. Отсутствие островодужных комплексов верхней юры—нижнего мела восточнее Золотогорского террейна это подтверждает.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Южно-Анюйская складчатая система сложена разнообразными структурно-вещественными комплексами, представляющими собой фрагменты океанической коры, аккреционных призм, энсиматических островных дуг, окраинноморских и турбидитовых бассейнов и метаморфизованной субдуцирующей плиты.

В конце раннего мела на месте закрывшегося океанического бассейна в результате коллизии



Рис. 11. Гистограмма и кривая плотности вероятности (КПВ) значений возраста обломочных цирконов из туфопесчаника (обр. 09-300; север 66°28'11.7", запад 179°28'46.7") верхнего течения р. Матачангай. Обозначено (цифры): возраст наиболее молодой популяции.

Датирование выполнено методом LA-ICP-MS.

Чукотского микроконтинента (часть микроплиты Арктическая Аляска—Чукотка), со структурами активной окраины Сибири возникла Южно-Анюйская сутура. Пространственное положение сутуры дискордантно по отношению к окружающим структурам Северо-Востока Азии и различается вдоль ее простирания.

На западе сутура срезает структуры Верхояно-Колымской складчатой области и заканчивается в виде Хромской петли, представляющей собой пакет аллохтонов, сложенных фрагментами Прото-Арктического океана.

В центральной части простирание сутуры внешне конформно структурам Алазейско-Олойской складчатой системы, хотя, как в случае с Алучинским массивом, имеются торцовые сочленения. Здесь сутура является результатом коллизии Чукотского и Колымо-Омолонского микроконтинента, который ко времени завершения коллизии был частью Сибирского (Азиатского) континента.

На Восточной Чукотке сутура является результатом аккреции энсиматических островных дуг к Чукотскому микроконтиненту. Принадлежность позднетриасовых—раннеюрских островных дуг Прото-Арктическому океану или Мезо-Пацифику представляет интерес для дальнейших исследований.

Выяснение тектонической позиции Южно-Анюйской сутуры имеет важные следствия:

1. Южно-Анюйской сутура является границей Верхояно-Колымской и Чукотской складчатых областей. В их тектонической истории есть существенные различия, что не позволяет объединять их в единую Верхояно-Чукотскую складчатую область. Эти различия определяются:

 – разной историей и возрастом офиолитов Прото-Арктического и Оймяконского палеоокеанов, фрагменты которых сохранились соответственно в Хромской и Колымской структурных петлях;

 особенностями осадконакопления на Верхоянской и Чукотской пассивных окраинах, которые принадлежали разным палеоконтинентам соответственно Сибири и Лаврентии;

 – разным временем коллизии Колымо-Омолонского и Чукотского микроконтинентов с Сибирским континентом.

2. В результате коллизии Чукотского микроконтинента с Сибирским континентом произошло объединение Северо-Американской и Евразийской плит, из чего следует важное следствие, подтверждающее принадлежность Чукотской (Новосибирско-Чукотской) складчатой области Арктическому складчатому поясу.

Благодарности. Авторы благодарят анонимных рецензентов за конструктивные замечания и выражают признательность редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование и детальное обсуждение рукописи с авторами.

Финансирование. Тектоническое районирование Чукотской складчатой области выполнено при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-70061. Разработка тектонической модели Южно-Анюйской сутуры, выяснение ее границ и структурной позиции выполнено при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-17-00197. Базовое финансирование сотрудников за счет субсидии № 0135-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии (объяснительная записка к тектонической карте северо-востока Азии масштаба 1 : 5000000). – М.: ИЛРАН, 1992. 56 с.
- Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозоид северного обрамления Тихого океана. – М.: МГУ, 2004. 46 с.
- Бычков Ю.М., Соловьев Г.И. Новые данные по стратиграфии и литологии триасовых отложений верховьев р. Большой Анюй В сб.: Нижний мезозой правобережья р. Колымы и Северо-Западной Камчатки. Под ред. А.А. Сидорова Магадан, 1992. С. 3–24.
- 4. Ватрушкина Е.В. Верхнеюрско-нижнемеловые осадочные отложения Западной Чукотки. Под ред. М.И. Тучковой М.: ГЕОС, 2021. 170 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 625).
- 5. Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В., Матушкин Н.Ю., Кулаков И.Ю. Проблемы текто-

ники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.

- 6. Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Мезозойский эвгеосинклинальный комплекс Чукотского полуострова // Геотектоника. 1978. № 6. С. 101–109.
- Ганелин А.В. Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования). – Под ред. С.Д. Соколова – М.: ГЕОС, 2017. 178 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 613).
- Гедько М.И., Постников С.Н., Свирина М.А. Геологический отчет по космоаэрогеологическому картированию на территории листов R-58, 59, 60, Q-57, 58, в течение 1988–1990. – М.: Аэрогеология, 1991. 310 с.
- 9. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Ст. 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102–115.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. – Под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Горячев Н.А. Олойский вуланический пояс (поздняя юра-ранний мел). В сб.: Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Под ред. А.И. Ханчука – Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 259–260.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000 (новая серия). Лист R-58-(60) – Билибино. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 197 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 1000000. Лист Q-60.1 – Анадырь. – Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 218 с.
- 14. Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Титов В.А., Часовитин М.Д. К тектонике Анюйско-Олойского междуречья. – Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Под ред. С.М. Тильмана – Магадан: СВКНИИ, 1966. Вып. 18. С. 294–295.
- Довгаль Ю.М., Палымский Б.Ф. К вопросу обоснования Южно-Анюйского прогиба. – Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Под ред. С.М. Тильмана – Магадан: СВКНИИ, 1972. Вып. 20. С. 152–161.
- Дорофеев В.К., Благовещенский М.Г., Смирнов А.Н., Ушаков В.И. Новосибирские острова. – В кн.: Геологическое строение и минерагения. – Под ред. В.И. Ушакова – СПб.: ВНИИОкеангеология, 1999. 130 с.
- Драчев С.С., Савостин Л.А. Офиолиты острова Большого Ляховского (Новосибирские острова) // Геотектоника. 1993. № 3. С. 98–107.
- Дудко Е.А., Спектор В.Б. Северо-западное продолжение Южно-Анюйской складчатой зоны в низовьях Колымы // Геология и геофизика. 1989. № 2. С. 21–31.

- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
- Кара Т.В., Лучицкая М.В., Катков С.М., Белоусова Е.А. Новые геохронологические U-Pb-данные о возрасте вулкано-плутонической ассоциации Олойского пояса Алазейско-Олойской складчатой системы (Западная Чукотка) // ДАН. 2019. Т. 487. № 6. С. 653-658.
- Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий. М-б 1 : 2500000. – Под ред. Т.П. Литвиновой – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. URL: http//: https://vsegei.ru/ru/info/atlas/mag/ mag2500.jpg
- 22. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Научный мир, 2003. 233 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 349).
- Косько М.К., Соболев Н.Н., Кораго Е.А., Проскурнин В.Ф., Столбов Н.М. Геология Новосибирских островов – основа интерпретации геофизических данных по Восточно-Арктическому шельфу России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2013. Т. 8. № 2. С. 1–36.
- 24. *Косько М.К.* Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазогеологического районирования. – Автореф. дис. ... д. г.-м. н. – СПб.: СПбГУ, 2007. 46 с.
- 25. *Кузьмичев А.Б., Лебедев В.А.* О возрасте океанических базальтов на о. Большой Ляховский (Новосибирские острова): к вопросу о западной границе Южно-Анюйского океана в юрское время // ДАН. 2008. Т. 421. № 5. С. 653–657.
- Кузьмичев А.Б., Пономарчук В.А., Конилов А.Н., Падерин И.П. Глубинные пегматиты Эмийтасского базит-ультабазитового комплекса (о. Большой Ляховский, Новосибирские острова) и их возраст (⁴⁰Ar/³⁹Ar, SHRIMP) // Геохимия. 2009. № 2. С. 179–209.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В., Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Соколов С.Д., Шипилов Э.В. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- Леднева Г.В., Пиис В.Л., Базылев Б.А. Верхнетриасовые кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения Чукотского полуострова: состав магматических пород, U-Pb возраст цирконов и геодинамические интерпретации // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 8. С. 1425–1444.
- 29. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Ишиватари А., Кузьмин Д.В., Беляцкий Б.В. Офиолитовый комплекс р. Матачингай на восточной Чукотке: фрагмент литосферы мезозойского задугового бассейна // Геотектоника. 2018. № 4. С. 54—76. https://doi.org/10.1134/S0016853X18040045
- 30. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Соколов С.Д., Лейер П. Геодинамические обстановки формирования комплексов Вельмайского террейна (Восточная Чукотка) // Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического со-

вещания. – Под ред. К.Е. Дегтярева – М.: ГЕОС, 2020. Т. 2. С. 32–35.

- 31. Лучицкая М.В., Моисеев А.В. Возраст, особенности состава и геодинамическая обстановка формирования гранитоидов и пород комплекса даек мыса Святой Нос, Верхояно-Колымская складчатая область, Лаптево-Восточно-Сибироморский регион // Геотектоника. 2020. № 3. С. 82–93.
- Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г. Проблемы геологии и тектоники Южно-Анюйской складчатой зоны (Северо-Восток СССР). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989. 32 с.
- 33. Лычагин П.П., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Петрология Уямкандинского расслоенного мафит-ультрамафитового массива (Южно-Анюйская складчатая зона). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1992. 50 с.
- 34. Моисеев А.В., Маскаев М.В., Ульянов Д.К., Соколов С.Д., Беляцкий Б.В. Тектоническое положение и обстановки формирования вулканических пород Кульпольнейского комплекса и до аптских даек Южно-Анюйской сутуры (Западная Чукотка) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 42–48
- Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. – Под ред. С.Д. Соколова – М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
- 36. Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы в северной части Циркум-Пацифики. – Под ред. Ю.А.Косыгина – М.: Наука, 1984. 136 с.
- 37. Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- Оксман В.С., Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Третьяков Ф.Ф., Силантьев С.А. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 62–75.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Под ред. К.В. Боголепова – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 5. С. 1132–1135.
- 41. 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.
- 42. Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 109–111.
- 43. Радзивилл А.Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анюйского хребта. — Матлы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. — Под ред. С.М. Тильмана — Магадан: СВКНИИ, 1964. Вып. 17. С. 57—62.

- 44. Радзивилл А.Я. Государственная геологическая карта СССР. М-б 1 : 200000. Сер. Анюйско-Чаунская. Лист Q-58-XI, XII. Объяснительная записка. Магадан, 1976. 74 с.
- 45. *Сеславинский К.Б.* Южно-Анюйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.
- 46. Сизых В.И., Игнатьев В.А., Школьный Л.Д., Берлимбле Д.Г., Фомин В.П., Редюк Р.С., Сухина Р.С. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анюя. – В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Под ред. С.М. Тильмана – Магадан: СВКНИИ, 1977. Вып. 23. С. 29–34.
- 47. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- 48. Соловьева М.Ф. Биостратиграфическое расчленение по фораминиферам нижнее и среднекаменноугольных отложений острова Котельного, острова Врангеля и Чукотки. – В сб.: Верхний палеозой Северо-Востока СССР. – Под ред. В.И Устрицкого – Л.: НИИГА, 1975. С. 42–53.
- 49. Спектор В.Б., Андрусенко А.М., Дудко Е.А., Кареева Н.Ф. Продолжение Южно-Анюйской сутуры в Приморскую низменность // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. № 2. С. 1447–1450.
- 50. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия). Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина М.: Наука, 2001. 571 с.
- Тильман С.М. Миогеосинклинальные системы В сб.: Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. – Под ред. Ю.М. Пущаровского – М.: Наука, 1980. С. 28–40.
- 52. Тильман С.М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР. – В сб.: Закономерности формирования структуры континентов в неогене. – Под ред А.В. Пейве, Н.А. Штрейса – М.: Наука. 1986. С. 128–142.
- 53. Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм северо-востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. – Автореф. дис. ... д.г.-м.н. – М.: МГУ, 2018. 43 с.
- 54. Тучкова М.И. Терригенные породы древних континентальных окраин (Большой Кавказ и Северо-Восток России). – Под ред. С.Д. Соколова – М.: ГЕОС, 2011. 364 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 600).
- 55. *Тынанкергав Г.А., Бычков Ю.М.* Кремнисто-вулканогенно-терригенные отложения запада Чукотского полуострова // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698–700.
- 56. Тынанкергав Г.А., Ланецкая Т.А., Бычков Ю.М. Стратиграфия и петрография верхнетриасовых терригенно-кремнисто-вулканогенных отложений на западе Чукотского полуострова // Вестн. СВНЦ ДВО РАН. 2011. № 3. С. 29–36.
- 57. Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д. Тектоника, геодинамика и перспективы нефтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континен-

2021

тального обрамления. – Под ред. Ю.Г. Леонова – М.: Наука, 2009. 227с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 601).

- Шеховцов В.А., Глотов С.П. Государственная геологическая карта РФ. М-б 1 : 200000. Серия Олойская. – Лист Q-58-XI, XII. – Объяснительная записка. – М.–СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 201 с.
- Akinin V.V., Calvert A.T. Cretaceous mid-crustal metamorphism and exhumation of the Koolen gneiss dome, Chukotka Peninsula, northeastern Russia // GSA Spec. Paper. 2002. Vol. 360. P. 147–165.
- 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. Vol. 11. № 5. P. 1530–1564. https://doi.org/10.1130/GES01165.1
- Bering Strait Geologic Field Party, Koolen metamorphic complex, NE Russia: Implications for the tectonic evolution of the Bering Strait region // Tectonics. 1997. Vol. 16. No. 5. P. 713–729.
- 62. Byalobzhesky S.G., Goryachev N.A., Palymsky B.F., Kuznetsov V.M., Salnikov A.S. The deep structure of the Oloy–Chuckhi orogenic belt as evidenced by the 2-ДB transekt data. – In: Tectonics and Metallogeny of Northern Circum-Pacific and East Asia, Ed. by A.N. Didenko, (Khabarovsk, Inst. Tectonics and Geophysics DVO RAS. 2007). pp. 85.
- Chemenda A.I., Yang R.K., Stephan J.-F., Konstantinovskaya E.A., Ivanov L.M. New results from physical modelling of arc-continental collision in Taiwan: evolutionary model // Tectonophysics. 2001. Vol. 333. P. 159–178.
- Churkin M. (Jr.) Tectonostratigraphic terranes of Alaska and Northeastern USSR a record of collision and accretion. In: Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions, Ed. by M. Hashimoto, S. Uyeda, (Tokio, 1983). P. 37–42.
- 65. Davydov V.I. Biotic paleothermometry constrains on Arctic plates reconstructions: Carboniferous and Permian (Zhokhov Island, De-Longa Group Islands, New Siberian Archipelago) // Tectonics. Vol. 35. P. 2158–2170.

https://doi.org/10.1002/2016TC004249

- Embry A.F., Dixon J. The age of the Amerasian Basin. In: Proceedings of the International Conference on Arctic Margins, (Anchorage, AK, USA. Bureau of Ocean Energy Management Outer Continental Shelf Stud., 1994). P. 289–294.
- Fujita K., Newberry J.T. Tectonic evolution of Northeastern Siberia and adjacent regions // Tectonophysics. 1982. Vol. 89. P. 337–357.
- Grantz A., Hart P.E., Childers V.A. Geology and tectonic development of the Amerasia and Canada Basins, Arctic Ocean. – In: Arctic Petroleum Geology, Ed. by A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen, (Geol. Soc. London, Mem. 2011. Vol. 35). P. 771–799.
- Harris R. Tectonic evolution of the Brooks Range ophiolite, northern Alaska // Tectonophysics. 2004. Vol. 392. Is. 1–4. P. 143–163.

- Kossovaya O.L., Tolmacheva T.Yu., Petrov O.V., Isakova T.N., Ivanova R.M., Mirolyubova E.S., Rekant P.V., Gusev E.A. Palaeozoic carbonates and fossils of the Mendeleev Rise (Eastern Arctic): A study of dredged seafloor material // J. Geodynamics. 2018. Vol. 120. P. 23–44.
- 71. *Kuzmichev A.B.* Where does the South Anyui suture go in the New Siberian Islands and Laptev Sea? // Tectonophysics. 2009. Vol. 463. P. 86–108.
- Lapierre H., Bosch D., Tardy M., Struik L.C. Late Paleozoic and Triassic plume-derived magmas in the Canadian Cordillera played a key role in continental erupt growth // Chem. Geol. 2003. Vol. 201. P. 55–89.
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. No. 2. P. 167–170.
- 74. Ledneva G., Pease V., Sokolov S. Triassic hypabyssal mafic intrusions and associated tholeiitic basalts of the Kolyuchinskaya Bay, Chukotka (NE Russia): Links to the Siberian LIP // J. Asian Earth Sci. 2011. Vol. 40. P. 737–745.
- Miller E.L., Katkov S.M., Strickland A., Toro J., Akinin V.V., Dumitru T.A. Geochronology and thermochronology of Cretaceous plutons and metamorphic country rocks, Anyui-Chukotka fold belt, north–east Arctic Russia. – In: Geology, geophysics and tectonics of northeastern Russia: A tribute to Leonid Parfenov. – Ed. by B. Stone, K. Fujita, P.W. Layer, E.L. Miller, A.V. Prokopiev, J. Toro, (Copernicus Publications), Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4), P. 157–175.
- 76. Miller E.L., Meisling K.E., Akinin V.V., Brumley K., Coakley B.J., Gottlieb E.S., Hoiland C.W., O'Brien T.M., Soboleva A., Toro J. Circum-Arctic lithosphere evolution (CALE) Transect C: Displacement of the Arctic Alaska-Chukotka microplate towards the Pacific during opening of the Amerasia basin of the Arctic. – In: Circum-Arctic Lithosphere Evolution, Ed. V. Pease, B. Coakley, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 2018. Vol. 460).

https://doi.org/10.1144/SP460.9

- Moore T.E., Wallace W.K., Bird K.J., Karl S.M., Mull C.G., Dillon J.T. Geology of northern Alaska. – In: The geology of Alaska, Ed. by G. Plafker, H.C. Berg, (Boulder, Colorado, GSA, 1994. Vol. G-1). P. 49–140.
- Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics. 1999. Vol. 18. No. 6. P. 977–1004.
- Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic Tectonic Evolution the Circum-North Pacific // U.S. Geol. Surv. 1998. Open-File Rep. P. 98–754.
- Pallister 1.S., Budahn J.R., Murchey B.L. Pillow basalts of the Angayucham terrane: Oceanic plateau and island crust accreted to the Brooks Range // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 15901–15923.
- Patton W.W. (Jr.), Box S.E., Moll-Stalcup E.J., Miller T.P. Geology of west-central Alaska, In: The Geology of Alaska. – Ed. by G. Plafker, H.C Berg, (Boulder, Colorado, GSA, 1994. Vol. G-1). P. 241–269.

71

- Sergeev S., Petrov O., Belyatsky B., Sobolev N., Shokalsky S., Shevchenko S., Krymsky R., Petrov E. Age (U–Pb zircon) and isotope-geochemical characteristics of bedrocks from New Siberian Islands and its tectonic implications // Geophys. Res. Abstr. 2014. Vol. 16. EGU2014-10984.
- Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The South Anyui Suture, NE Arctic Russia: Facts and problems to solve // GSA Spec. Pap. 2002. Vol. 360. P. 209–224.
- 84. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova, M.I., Layer P.W. Tectonic reconstruction of Uda-Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin

of Northeast Asia – Northwest Pacific // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 2009. Vol. 4. P. 273–288.

- 85. *Till A.B.* A synthesis of Jurassic and Early Cretaceous crustal evolution along the southern margin of the Arctic Alaska–Chukotka microplate and implications for defining tectonic boundaries active during opening of Arctic Ocean basins // Lithosphere. 2016. Vol. 8. No. 3. P. 219–237.
- Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Khudoley A.K., Hayasaka Y., Moiseev A.V. Permian and Triassic deposits of Siberian and Chukotka passive margins: sedimentation setting and provenance. – In: *ICAM VI Proceedings.* – Ed. by D.B. Stone, G.E. Grikurov, J.G. Clough, G.N. Oakey, D.K. Thurston, (St. Petersburg: VSEGEI), 2014. P. 61–96.

Tectonic Position of the South Anyui Suture

S. D. Sokolov^{a, *}, M. I. Tuchkova^a, G. V. Ledneva^a, M. V. Luchitskaya^a, A. V. Ganelin^a, E. V. Vatrushkina^a, A. V. Moiseev^a

^aGeological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia *e-mail: ssokolov43@mail.ru

The South Anyui fold system was formed at the end of the Early Cretaceous at the site of a closed oceanic basin as a result of the collision of the Chukotka microcontinent with the structures of the active margin of the Siberian continent. There are two distinct stages in the tectonic history of the oceanic basin. At the first stage (Late Paleozoic-Early Mesozoic), there was the Proto-Arctic Ocean, which united the South Anyui and Angayucham basins. The second stage (Volgian - Hauterivian-Barremian) began with cessation of spreading, the shortening of the oceanic basin, and accumulation of turbidites. In the west, the South Anyui suture ends in the form of the Chroma loop and, like the Kolyma loop, the suture is a package of allochthons composed of fragments of the Proto-Arctic Ocean. In the central part, the suture is the result of the collision of the Chukotka microcontinent with the active margin of the Kolyma-Omolon microcontinent. The eastern end of the collisional suture is formed by ophiolites in the Matachingai River basin. In eastern Chukotka, the Late Triassic-Early Jurassic ensimatic island arcs of the Velmaiskii terrane accreted to the Chukotka microcontinent. In this area, the Proto-Arctic Ocean connected with the Meso-Pacific, from where the island-arc terranes were transported. The South Anyui suture is the border of the Verkhovansk-Kolyma and Chukotka fold regions and, accordingly, the border of the Pacific and Arctic structures. There are significant differences in the tectonic evolution of these structures, which are determined by the different history and age of the Proto-Arctic and Oymyakon paleo-oceans, fragments of which have been preserved in the Khroma and Kolyma structural loops, as well as the features of sedimentation on the Verkhoyansk and Chukotka passive margins, which belonged to the paleocontinent Siberia and the paleocontinent Larentia.

Keywords: tectonics, geodynamics, terranes, ophiolites, island arcs, turbidites, Paleozoic, Mesozoic, South Anyui suture, Northeast Asia