

тических моделях, разработанных еще в 1980-е годы И.С. Модниковым, И.В. Сычевым, А.К. Мигутой, Л.П. Ищуковой и другими исследователями, охватывающими процессы мобилизации урана из гранитов, условия его миграции к палеоповерхности и собственно рудонакопление. С учетом рассмотренных в статье данных прогнозно-поисковый комплекс может быть дополнен геофизическими, геотектоническими и формационными критериями, отражающими продуктивную роль глубинных факторов образования гидротермальных урановых месторождений не только в ВТС, но и в других геолого-структурных обстановках.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешин, А.П. Генезис и условия формирования уникального молибден-уранового Стрельцовского рудного поля: новые минералого-геохимические и физико-химические данные / А.П. Алешин, В.Н. Величкин, Т.Л. Крылова // Геология рудных месторождений. — 2007. — Т. 49. — № 5. — С. 446–470.
2. Андреева, О.В. Мезозойские кислые магматиты юго-восточного Забайкалья: петрогеохимия, связь с метасоматизмом и рудообразованием / О.В. Андреева, В.А. Петров, В.В. Полуэктов // Геология рудных месторождений. — 2020. — Т. 62. — № 1. — С. 76–104.
3. Вольфсон, Ф.И. Условия формирования урановых месторождений / Ф.И. Вольфсон, К.В. Королев. — М.: Недра, 1990.
4. Ищукова, Л.П. Урановые месторождения в вулканотектонических структурах / Л.П. Ищукова и др. — М.: Минеральное сырье, ВИМС, 2005.
5. Ищукова, Л.П. Геология Урулюнгуевского рудного района и молибден-урановых месторождений Стрельцовского рудного поля / Л.П. Ищукова. — М.: Геоинформмарк, 1998.
6. Ищукова, Л.П. Урановые рудообразующие системы областей континентального вулканизма / Л.П. Ищукова и др. // Геология рудных месторождений. — 1991. — № 3. — С. 16–25.
7. Кушнарев, И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений / И.П. Кушнарев. — М.: Недра, 1969.
8. Летников, Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза / Ф.А. Летников // Геология рудных месторождений. — 2003. — Т. 43. — № 4.
9. Летников, Ф.А. Глубинные флюиды континентальной литосферы / Ф.А. Летников // Вступление к сб. совещания «Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы». — Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2015.
10. Машковцев, Г.А. Уран российских недр / Г.А. Машковцев, А.К. Константинов, А.К. Мигута, М.В. Шумилин, В.Н. Щеточкин. — М.: ВИМС, 2010.
11. Машковцев, Г.А. О гидротермально-осадочном урановом образовании стратиформных урановых месторождений в фанерозойских депрессионных структурах / Г.А. Машковцев, А.В. Коченов, А.Е. Халдей. Редкометальное урановое рудообразование в осадочных породах / Под ред. В.Н. Холодова, Г.А. Машковцева. — М.: Наука, 1995.
12. Миронов, Ю.Б. Урановые месторождения Монголии / Ю.Б. Миронов и др. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009.
13. Миронов, Ю.Б. Уран Монголии / Ю.Б. Миронов. — СПб.: Изд-во «Анатолия», 2003.
14. Модников, И.С. Условия формирования уранового оруденения в фундаменте / И.С. Модников, И.В. Сычев // Советская геология. — 1984. — № 1.
15. Модников, И.С. Условия формирования уранового оруденения в вулканических депрессиях проседания / И.С. Модников, И.В. Сычев // Геология рудных месторождений. — 1984. — № 2.
16. Модников, И.С. Типы палеовулканических центров позднеорогенных структур Казахстана и Средней Азии / И.С. Модников, А.А. Лебедев-Зиновьев, Л.В. Чесноков / Эволюция вулканизма в истории Земли. — М.: Тр. Первого Всесоюз. палеовулканол. симпозиума, АН СССР. — 30 янв.-2 февр., 1973.
17. Наумов, Г.Б. Основы физико-химической модели уранового рудообразования / Г.Б. Наумов. — М.: Атомиздат, 1978.
18. Наумов, Г.Б. Миграция урана в гидротермальных растворах / Г.Б. Наумов // Геология рудных месторождений. — 1998. — № 4.
19. Перчук, Л.Л. Флюиды — соки Земли / Л.Л. Перчук // Соровский образовательный журнал.

20. Перчук, Л.Л. Глубинные флюидные потоки и рождение гранита / Л.Л. Перчук // Соровский образовательный журнал. — 1997. — № 6. — С. 56–64.
21. Поспелов, Г.Л. Парадоксы, геолого-геофизическая сущность и механизмы метасоматоза / Г.Л. Поспелов. — Новосибирск: Наука, 1973.
22. Пузырев, Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований / Н.Н. Пузырев. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997.
23. Рафальский, Р.П. Взаимодействие раствор-порода в гидротермальных условиях / Р.П. Рафальский. — М.: Наука, 1993.
24. Рафальский, Р.П. Экспериментальные исследования условий переноса и отложений урана гидротермальными растворами / Р.П. Рафальский // Ядерное горючее и реакторные металлы: Тр. Второй Международной конференции по мирному использованию атомной энергии. — Женева: Атомиздат, 1959. — С. 33–53.
25. Розен, О.М. Флюидизация поднимающегося потока как источник кимберлитовой магмы / О.М. Розен // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы: Сб. материалов совещания. — Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2015.
26. Тарханов, А.В. Крупнейшие урановые месторождения мира / А.В. Тарханов, Е.П. Бугреева // М.: Минеральное сырье, ВИМС, 2012.
27. Урановые месторождения Казахстана (эндогенные). — Алматы: «Фылым», 2000.
28. Чернышев, И.В. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье — крупнейшего уранового месторождения России / И.В. Чернышев, В.Н. Голубев // Геохимия. — 1996. — № 10. — С. 924–937.
29. Ярмолук, В.В. Позднемезозойская магматическая провинция Востока Азии: строение, магматизм и условия формирования / В.В. Ярмолук, А.В. Никифоров, А.М. Козловский, Е.А. Кудряшова // Геотектоника. — 2019. — № 4. — С. 60–77.

© Машковцев Г.А., Леденева Н.В., 2021

Машковцев Григорий Анатольевич // gregor1944@mail.ru
Леденева Надежда Викторовна // ledeneva@vims-geo.ru

УДК 551.24 (552.11)

**Кременецкий А.А., Спиридонов И.Г., Граменицкая П.Н.
(ФГБУ «ИМГРЭ»)**

ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ АРКТИКИ: ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПАРАДИГМЫ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Обсуждается проблема распознавания континентальной и океанической природы офиолитовых ассоциаций. Выполнена геохимическая дискриминация известных типовых офиолитовых комплексов: океанических, островодужных, переходных зон океан-континент и материковых складчатых поясов. Островодужные офиолитовые пояса подразделены на континентальные (PZ-MZ складчатые области и сутурные швы) и океанические (рифтогенные зоны MZ-KZ активизации). Геохимическое распознавание геодинамических обстановок формирования офиолитов Южно-Анхойской сутуры и других поясов Восточной Арктики выявило соответствие их островодужным системам континентального типа и предлагается в качестве дополнительного аргумента при обосновании внешней границы континентального шельфа России. Ключевые слова: офиолиты, геодинамические парадигмы, континентальные островодужные системы, геохимическая реконструкция офиолитовых поясов, Восточная Арктика.

OPHIOLITES OF THE EASTERN ARCTIC:
GEOTECTONIC PARADIGMS AND GEOCHEMICAL
RECONSTRUCTION OF GEODYNAMIC SETTINGS

*The problem of recognizing the continental and oceanic nature of ophiolite associations is discussed. Geochemical discrimination of known typical ophiolite complexes, i.e., oceanic, island-arc, ocean-continent transition zones and continental fold belts, has been performed. The island arc ophiolite belts are subdivided into continental (folded areas and sutures of PZ-MZ age) and oceanic (the rift zones rejuvenated during MZ-KZ). Geochemical recognition of the geodynamic ophiolite-forming settings of the South Anyui suture and other belts of the Eastern Arctic revealed their correlation to the continental island arc systems, what is proposed as an additional argument in substantiating the contouring of the Russian continental shelf outer boundary. **Keywords:** ophiolites, geodynamic paradigms, continental island arc systems, geochemical reconstruction of ophiolite belts, Eastern Arctic.*

Одной из ключевых проблем расшифровки строения и геологического развития Восточной Арктики является обоснование реальности существования здесь, так называемого, Прото-Арктического океана (Южно-Аньюйского или Аньюй-Ангаючам), как самостоятельной структуры планетарного масштаба. В многочисленных публикациях обосновывается заложение этого океанического бассейна на границе Евразийской и Северо-Американской плит в позднем палеозое и закрытие — в раннем мелу. Кроме того, в Арктике по фрагментам сутурных швов с позиции мобилизма распознаются по крайней мере еще пять разновозрастных океанических бассейнов — от позднего докембрия до палеоген-четвертичного времени [2], в т.ч.: протерозойского (Тиман, Таймыр, Приколмые, Арктическая Канада), структурно связанного с Прото-Уральским океаном; палеозойского океана Япетус (от Ньюфаундленда через современную Центральную Арктику и далее в Северо-Американские Кордильеры) и позднемелового-палеогенового — на месте глубоководной котловины Макарова в Северном Ледовитом океане (СЛО). В южном обрамлении Сибирского кратона, на месте Центрально-Азиатского складчатого пояса, по реконструкциям офиолитовых и островодужных комплексов обосновывается формирование Палео-Азиатского океана при распаде Родинии в период 1000–720 млн лет (И.В. Гордиенко, 2009) [7].

Иными словами, с учетом пермо-триасового Обского океана (С.В. Аплонов, 1992) и «недоразвитых» палеоген-четвертичных ветвей Северной Атлантики и Евразийского бассейна СЛО, в Восточной Арктике на протяжении последних 1600 млн лет один за другим открывались — закрывались океаны и формировались островные дуги с сопутствующими коллизионными и аккреционными складчатыми областями каледонид, герценид и мезозоид. Подобная перманентная «оке-

анизация» нынешнего дна СЛО и прилегающих материковых окраин, со всей очевидностью, вступает в противоречие с геолого-геофизическими данными о глубинном строении и составе фундамента Восточной Арктики. Во-первых, это отсутствие каких либо доказательств не только величины относительных горизонтальных перемещений материковых блоков, но и главным образом степени связи офиолитов с нижераположенными участками мантии и более глубокими геосферами (вещественный же состав верхней мантии под материковой окраиной — Сибирской платформой — изучен по данным глубинных включений в кимберлитовых трубках). Во-вторых, фундамент здесь, в отличие от Мирового океана, имеет все признаки континентального типа: значительная мощность (30–35 км на месте современных шельфовых морей и 20–30 км в глубоководном ложе Американо-Азиатского бассейна) и средний гранодиоритовый состав [9, 10].

В настоящее время общепринято представление, что офиолиты современных океанов формировались преимущественно в двух геодинамических обстановках: в океанических центрах спрединга и над зонами субдукции в окраинных морских бассейнах. При этом постулируется, что офиолитовые разрезы континентальных складчатых областей представляют собой океаническую кору геологического прошлого. Однако также известно, что офиолитовые комплексы континентов отличаются от океанических спецификой строения геологических разрезов и особенностями состава слагающих их пород. Так, эмпирическое обобщение мировых данных по истории внутриплитного ультрабазит-базитового магматизма показывает, что на протяжении 3500 млн лет он имел дискретный характер и проявлялся в различных геодинамических обстановках на всех стадиях суперконтинентального цикла от деструкции, через распад и конвергенцию, до консолидации. При этом эпизодический характер глобального внутриплитного магматизма противопоставляется относительно равномерному и устойчивому магматизму зон спрединга и субдукции (Н.А. Божко, 2010).

В давно и относительно хорошо изученных разновозрастных континентальных складчато-надвиговых системах мира полный обобщенный разрез офиолитовой ассоциации состоит из следующих членов (снизу вверх): гипербазиты, габброиды, комплекс параллельных диабазовых даек и пиллоу-лавы; ассоциирующие с ними осадочные образования представлены кремнистыми породами с глинисто-карбонатными прослоями. За последние 60 лет утвердилось мнение, что эти же группы пород участвуют в строении океанической литосферы (снизу вверх): гипербазиты блоков верхней мантии; гипербазит-базитовый третий слой; базальтовый второй слой и осадки первого слоя. Однако обобщение Б.А. Блюманом (2016) данных глубоководного бурения в Мировом океане с 1963 по 2013 г. показывает, что вскрытые скважинами второй (вулканический) и третий (габбровый) слои не образуют закономерную трехчленную офиолитовую ассоциацию, а скв. 735В и

U1309D (юго-запад Индийского СОХ), не вскрыв базальты, сразу вошли в габброиды третьего слоя и т.п. К тому же не следует забывать, что информация о более глубинных зонах океанической коры до сих пор базируется на геофизических данных, а представления о вещественном составе слагающих их пород — на драгировках. Немаловажным обстоятельством является также отсутствие каких-либо актуалистических примеров, доказывающих надвигание океанической коры на окраины континентов или поддвигание под них. Что же касается переходных зон между океанической и континентальной корой, развитых преимущественно на пассивных окраинах Атлантического океана и СЛО, они, как известно, изначально представляли собой континентальный тип коры, прорванный многочисленными дайками долеритов, синхронных мезозойским покровным базальтам. Не менее спорными остаются и представления о сходстве-различии механизмов формирования офиолитовых ассоциаций, заложенных на океаническом или континентальном основании. В итоге, оценка условий зарождения и эволюции океанических офиолитов удовлетворяется положениями концепции тектоники плит, в рамках которой постулируется мантийная природа ультрабазитов и генетическая связь с ними габбро, диабазов и ассоциирующих с ними лейкократовых пород, выплавлявшихся из первичной перидотитовой магмы (Р.Г. Колман, 1979).

Анализ фактических данных по континентальным офиолитовым комплексам [13] позволил наметить следующую специфику обобщенного разреза, слагающих их ассоциаций (снизу вверх):

1) гипербазиты представлены преобладающим дунит-гарцбургитовым типом и менее распространенным лерцолитовым. Считается, что лерцолиты представляют собой мантийный материал и, как правило, не ассоциируют с верхними членами офиолитовой ассоциации (габбро, диабазов и пиллоу-лав), тогда как гарцбургиты и дуниты — продукт предельно остаточных пород (после выплавления габбро) с крайне низкими содержаниями литофильных элементов;

2) слоистые габброиды в зоне перехода от нижележащих гипербазитов переслаиваются с пироксенитами и верлитами, а также кумулятивными дунитами и гарцбургитами. Выше по разрезу широко развиты габбро, переходящие вверх в анортитовые габбро и, наконец, в самом верху — меланократовые габбро с повышенной железистостью. В целом для габброидного комплекса предполагается магматический способ образования в результате кристаллизационной дифференциации на месте;

3) значительно более поздние по времени формирования базальтовые породы представлены нижним комплексом параллельных даек (последние секут габброиды, но вниз, за их пределы, почти не выходят) и верхним слоем покровов и потоков пиллоу-лав, переслаивающихся с осадками. Магмы по составу варьируют от толеитов с нормативным кварцем и гиперстеном, реже — от оливиновых толеитов до известково-щелочных базальтов и андезитов.

По результатам исследования более 35-и континентальных и океанических офиолитовых комплексов на базе геолого-геохимических данных и главным образом экспериментальных методов термобарогеохимии выявлены следующие особенности их петрогенезиса [19]: 1) гипербазиты основания, являясь фактически метаморфическими породами, внедрялись в земную кору путем твердопластического течения кристаллического ультраосновного вещества; 2) значительный объем расслоенного комплекса ультрамафитов кристаллизовался из магматических расплавов, в т.ч. при участии высокотемпературных гидротермальных растворов; 3) формирование габбро неразрывно связано с процессами образования как ультрамафитов, так и даек, и вулканитов; 4) генетически единый гипербазит-габбро-вулканический комплекс формировался в ходе изменения температуры магматических расплавов (от 1400 до 1100 °С) и состава летучих (от восстановленных до окисленных); 5) несомненна связь офиолитов с рифтовыми зонами (растяжение коры до 30 км и раскол литосферы): межконтинентальные и океанические рифтовые системы, крайние моря и т.п.

Не вдаваясь в дискуссию о геотектонических и методологических подходах, широко используемого отождествления геодинамических обстановок формирования тектонических швов материковых офиолитов с океаническими, ниже обсудим вопросы геологических и геохимической дискриминации известных типовых океанических и континентальных офиолитовых комплексов, а затем, на этой основе, проведем распознавание геодинамических обстановок офиолитовых сутур Восточной Арктики. Решение этих вопросов имеет принципиальное значение при обосновании континентальной или океанической природы российской окраины СЛО и ее непрерывности в системе: прибрежная суша — шельф — глубоководные котловины и поднятия Американо-Арктического бассейна.

В пределах Восточной Арктики, включая СЗ обрамление Тихого океана, выделяется несколько систем разновозрастных офиолитовых поясов (рис. 1). Самой представительной и наиболее изученной из них является Южно-Аньюская сутура (ЮАС), расположенная на границе Аньюско-Чукотской и Верхояно-Колымской складчатых областей. Офиолитовая ассоциация ЮАС характеризуется пространственной сопряженностью позднемезозойских вулканогенно-терригенных комплексов с интрузивными и вулканогенными ультрабазит-базитовыми комплексами позднепалеозойского и мезозойского возраста. По геофизическим данным эту сутуру прослеживают на СЗ до моря Лаптевых, где коррелируют с тектоническими отторженцами слабоизмененных пиллоу-базальтов и их метаморфическими аналогами — амфиболитами и глаукофановыми сланцами ЮВ части о-ва Большой Ляховский. На востоке ЮАС перекрыта верхнемеловым Охотско-Чукотским вулканическим поясом (согласно П.Л. Тихомирову и др., 2006, К-Аг и U-Pb датировки верхних лавовых потоков северной части пояса — $104,9 \pm 2,9$ – $84,2 \pm 1,9$ млн лет), а затем про-

лонгируется в Северную Америку, на Аляску сутурой Кобук в составе складчато-надвигового пояса Брукса.

Подобное трансматериковое объединение разрозненных фрагментов офиолитов в единую Анюй-Ангаючамскую сутуру поддерживается не всеми исследователями. В частности, В.К. Дорофеев и др. (1999) отмечают, что желанию «втащить» амфиболиты о-ва Большой Ляховский в офиолитовый комплекс ЮАС противоречит более древний (протерозойский) возраст метаморфизма амфиболитовой фации, вмещающей их вулканогенно-осадочной толщи. Покровы же раннемеловых шаровых лав базальтовых порфиритов, обнажения которых прослежены на расстояние не более 700 м при мощности 30–50 м, по химическому составу относятся к семейству умеренно-глиноземистых оливиновых базальтов. Сутура Кобук трассируется прерывистыми телами офиолитов в тектонических пластинах дислоцированных осадочных толщ Ангаючам (на севере) и Ангаючам — Тозита-Иннок (на юге). В подошве офиолитовых пластин Ангаючам залегают метаморфические породы: лавсонит-глаукофановые с возрастом 169–154 млн лет и зеленосланцевые — 150–140 млн лет [2]. Метаморфизованные

пиллоу-базальты и диабазы занимают нижнее положение в пластинах девонско-раннеюрских кремнисто-карбонатно-глинистых пород. Фиксируемые севернее тектонические блоки габбро и амфиболитов имеют средне-позднеюрский возраст, а залегающие выше пластины серпентинизированных перидотитов перекрыты меловыми осадочными породами, что не коррелируется с возрастной последовательностью формирования соответствующих членов офиолитовой ассоциации ЮАС. Это, а также отсутствие в сутуре Кобук тектонических покровов, свойственных сутуре ЮАС, оставляет открытым вопрос о их сочленении.

Что же касается трактовки геодинамической природы собственно Южно-Анюйской сутуры, то они менялись в зависимости от смены тектонических парадигм: габбро-амфиболитовый комплекс эвгеосинклиальной зоны (В.А. Виноградов и др., 1976); след позднемезозойской рифтогенной структуры, отделявшей Гиперборейскую плиту от Евразийской (К.Б. Сеславинский, 1979); коллизионная структура, обусловившая закрытие залива океанического бассейна Мезопаифика (Л.М. Парфенов, 1984); коллизионный ороген на месте палеозойско-раннемезозойского

океана Анюй-Ангаючам, разделявшего Евразию и Северную Америку [15] и т.д. Согласно «новой тектонической модели» [18] формирование ЮАС между Сибирским и Северо-Американским континентами проходило в два этапа: первый, океанический (D–J₂) — образование Прото-Арктического океана; второй, коллизионный (J₃–K₁¹) — превращение планетарного океана в остаточный Южно-Анюйский океан с последующим (K₁²) развитием покровно-складчатой структуры. Южная часть этой структуры представлена пермтриасовым комплексом ультрабазитов океанического бассейна, а северная — позднемезозойскими вулканитами энсиматической дуги [5]. Гипотетичность и противоречивость этих и подобных им реконструкций справедливо отмечается самими авторами, указывающими на недостаточную изученность геологических взаимоотношений, возраста, генезиса и корреляции офиолитовой

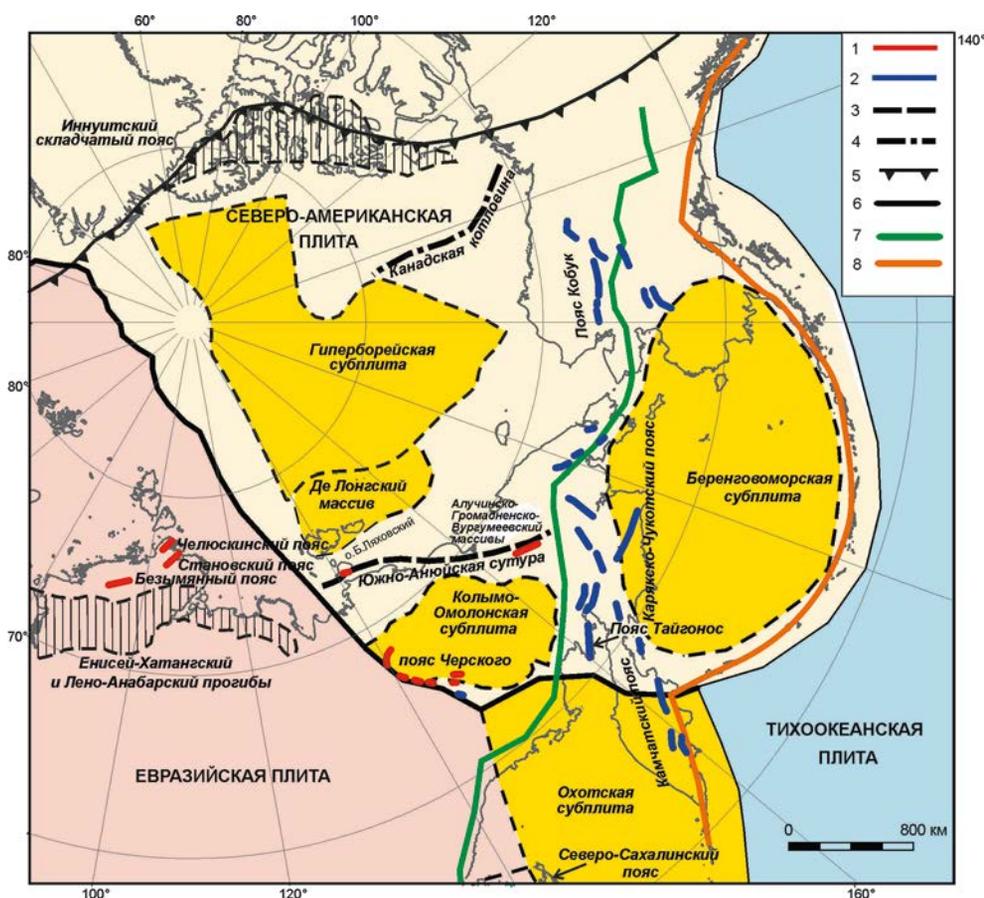


Рис. 1. Схема размещения офиолитовых и вулканических поясов Восточной Арктики: 1 — субширотные офиолитовые пояса, охарактеризованные в тексте по [4, 5, 11, 18, 15]; 2 — субмеридиональные офиолитовые пояса по [14–16]; 3 — Южно-Анюйская сутура; 4 — предполагаемая ось рифта Канадской котловины; 5 — Трансарктическая сбросово-сдвиговая тектоническая зона по [10]; 6 — современная граница между Северо-Американской и Евразийской литосферными плитами; 7 — Охотско-Чукотский верхнемеловой вулканический пояс; 8 — Тихоокеанский кайнозойский вулканический пояс

триады (гипербазиты — габброиды — базальтоиды) в пределах исследуемой сутуры. К тому же, при постулировании океанической природы материковых офиолитовых поясов и сутурных швов, в многочисленных литературных источниках, к сожалению, лишь для единичных объектов предъявляются надежные геологические данные о строении их разрезов (обычно указывается парагенетическая связь пород офиолитовой ассоциации в тектоническом пакете пластин), а также, за редким исключением, прецизионные гео-

химические, изотопно-геохимические и радиологические характеристики всех членов пород исследуемой офиолитовой ассоциации. Геодинамические же идентификации территориально разобщенных фрагментов офиолитов, проводимые, как правило, с позиции тектоники литосферных плит (по принципу геохимического подобия их с магматическими породами разреза современных океанов), всегда получают заведомо ожидаемый результат: офиолитовые разрезы исследуемых сутур оказываются тектоническими пластинами

Таблица 1

Геологические особенности строения офиолитовых комплексов океанических, островодужных и континентальных обстановок по [13]

Офиолитовые разрезы	Геотектонические обстановки		
	Океаны	Фундамент островных дуг и материковые острова	Континентальные складчатые области
Верхняя часть	Базальты являются одно-возрастным завершающим звеном комплементарной химически взаимосвязанной гипербазит-габбро-базальтовой серии	Дайки диабазов, пиллоу-лавы. На материковых островах: массивные базальты, пиллоу-лавы, кератофиры, дацитовые пирокласты	Базальты резко оторваны по времени формирования от гипербазит-габброидной части разреза; химически не продолжают ее. Являются аналогами базальтов островодужных подвижных поясов толеитового и известково-щелочного ряда
Средняя часть	Слоистые габбро однородны по составу; близки к глубинной фации океанических базальтов	Габбро, троктолиты, оливиновые нориты	Габброиды имеют специфический состав, несопоставимый с другими магматическими породами
	Степень дифференциации слоистых гипербазит-габбровых серий, как правило, невелика		
Нижняя часть	Лерцолиты и гарцбургиты близки к срединномантийному веществу с нормальным содержанием литофильных элементов	Гарцбургиты, дуниты, верлиты, плагиоклазовые лерцолиты, перидотиты	Дуниты, гарцбургиты, верлиты, пироксениты представляют собой предельный остаток после выплавления габброидной магмы; обеднены литофильными элементами
	В серпентинитах величины изотопов водорода (σD) варьируют от 35 до 68; кислорода ($\sigma O 18$) — от +0,8 до +6,7 (D.V. Wenner, H.P. Teylor, 1973)		
Специфика разрезов	Молодая гипербазит-габбро-базальтовая ассоциация слагает океаническую кору под всей акваторией современных океанов за границей шельфовых склонов и глубоководных желобов	Во фронтальной части островных дуг автохтонные гипербазит-габбровые комплексы нередко с прослоями молодой океанической коры и ксенолитами древнего фундамента перекрыты плащом молодых вулканических пород, в т.ч. бонинитов. На материковых островах мезозойские офиолитовые пояса, протяженностью более 1000 км, нередко надвинуты в кайнозой на сиалический материковый комплекс. Габбро и гипербазиты (в т.ч. амфиболиты) более древние чем вулканы, слагающие основное тело океанических островов, представляют собой реликты океанического субстрата до развития кайнозойской океанической коры.	В подвижных поясах локализуются в зонах раздвига разломов и тектонических швов. Гипербазиты обычно пластически деформированы и метаморфозованы. В переходной зоне коры габбро переслаивается с пироксенитами и верлитами. В полных разрезах офиолитовых комплексов сверху появляются диориты, рассеченные дайками плагиогранитов, тоналитов и трондьемитов; перекрывающий вулканический комплекс представлен (снизу вверх) параллельными дайками и покровами толеитовых пиллоу-лав, в т.ч. оливиновыми или известковисто-щелочными базальтами и андезитами.

метаморфизованной и дислоцированной океанической коры, надвинутой на окраину континентальных мегаблоков.

Учитывая сказанное, ниже обратимся к известным публикациям (А.Р. Vinogradov et al, 1971; D.B. Wenner, Н.Р. Teylor, 1973; Ю.М. Шейнманн, Б.Г. Лутц, 1974), в которых обсуждаются отличительные особенности строения и состава океанических и континентальных офиолитовых разрезов (табл. 1). Так, если в разрезах СОХ, океанических плато и океанических островов (на тонкой коре) офиолитовая ассоциация представляет собой, как правило, химически взаимосвязанную комплементарную серию — гарцбургиты — габбро — базальты, то для континентальных офиолитовых разрезов тесная пространственно-генетическая связь фиксируется лишь для тектонически деформированных габбро и нижележащих гипербазитов, а развитый выше вулканический комплекс (параллельные дайки и покровы пиллоу-лав) не несет подобных деформаций, являясь более поздним по возрасту. Анализ геохимических характеристик океанических и континентальных ассоциаций [13] показывает, что в общем случае нижние части их разрезов обогащены тугоплавкими элементами (Mg, Cr, Co, Ni), а верхние — относительно легкоплавкими (Ca, Ti, V, Fe). При этом, если в океанических разрезах вертикальная последовательность этих элементов строго укладывается в ряд относительной легкоплавкости—тугоплавкости когерентных элементов, то в континентальных офиолитовых сериях подобная комплементарность характерна лишь для гипербазит-габброидных частей разрезов. Континентальные гипербазиты отличаются от океанических резким обеднением легкоплавкими элементами. Что же касается дайковых пород и пиллоу-лав, то их составы (базальты — андезиты известково-щелочной серии) не попадают на вариационные линии ряда комплементарности офиолитовой ассоциации, указывая на их обособленность от гипербазит-габброидов; последнее не позволяет рассматривать вулканический комплекс как взаимосвязанную и завершающую часть континентальной офиолитовой ассоциации. В итоге, близкие по составу слоистые гипербазит-габброидные офиолитовые комплексы могут быть перекрыты разными по составу и условиям формирования вулканиками: либо завершающим составным членом океанической коры; либо покровами толеитовой, известково-щелочной и даже щелочной серий, перекрывающими комплексы верхнемантийного магматизма континентальных рифтогенных и складчатых областей; либо, наконец, в составе самостоятельной островодужной серии (А. Myiashiro, 1973). В этой связи не лишне также напомнить фундаментальную работу В.В. Белоусова [1], в которой он рассматривал мировую рифтовую систему как самостоятельный геотектонический режим, сопоставимый по масштабам с внутриконтинентальными подвижными поясами, но, в отличие от этапа МЗ — КЗ активизации Земли, не имевшего прямых аналогов в геологическом прошлом. При этом надо отметить, что Владимир Владимиро-

вич, один из отечественных корифеев геотектоники, изучение истории тектонических движений обосновывал сравнительным анализом фаций и мощностей слоистых толщ различных блоков коры.

Приступая к геохимической дискриминации известных типовых океанических и континентальных офиолитовых комплексов, обратимся к общеизвестным, и в т.ч. дискуссионным представлениям о геолого-геохимических условиях формирования океанических и островодужных офиолитов:

1. Океанические рифтовые системы, представляя собой генетически единую провинцию, характеризуются однообразным составом океанической коры. Геохимическая специфика толеитовых базальтов, широко развитых на океаническом ложе, флангах СОХ и на океанических плато (низкие содержания щелочных, щелочно-земельных, РЗЭ и радиоактивных элементов при нормально-умеренных концентрациях Ti, Zr и V), обусловлена малоглубинной генерацией их магм в относительно сухих условиях.

2. Относительно механизмов формирования островодужных систем существуют принципиально разные, мобилистские и фиксистские трактовки: в первом случае погружение океанической плиты по зоне Бенъефа под континентальную, во втором — формирование континентальной складчатой системы над той же зоной Бенъефа, но как каналом проницаемости потока энергии и вещества из глубоких горизонтов мантии. В пользу приоритета последнего механизма свидетельствуют: а) не обязательная связь островодужных систем с границей континент — океан; б) примыкание их к мезозойским складчатым поясам; в) приуроченность островодужного магматизма к относительно узким тектоническим структурам; г) начало магмогенерации не сверху, а наоборот, на больших глубинах, что исключает влияние каких-либо экзогенных тектонических факторов; д) сочетание двух независимых рядов магматических серий: базальтовой (толеиты, известково-щелочные и калиевые базальты) и андезитовой, не являющейся дифференциатом базальтовой серии.

3. Повышенные содержания щелочных, щелочно-земельных и редкоземельных элементов в толеитах и щелочных оливиновых базальтах океанических островов с мощной корой обусловлены значительно более глубокими уровнями выплавки их магм и, как следствие, более эффективной экстракцией указанных элементов из ультраосновной мантии, сопровождаемой глубинными газово-флюидными потоками. Последние, в свою очередь, обогащают базальты некогерентными щелочными и кислотными компонентами. Поэтому одним из главных геохимических критериев отличия островодужных океанических вулкаников от континентальных является относительно высокое содержание в последних таких когерентных элементов, как: Ti, Zr, Nb, Ta, V, Cr, Ni и пониженное — в базальтах складчатых областей с преобладанием некогерентных щелочных, щелочно-земельных и редкоземельных элементов.

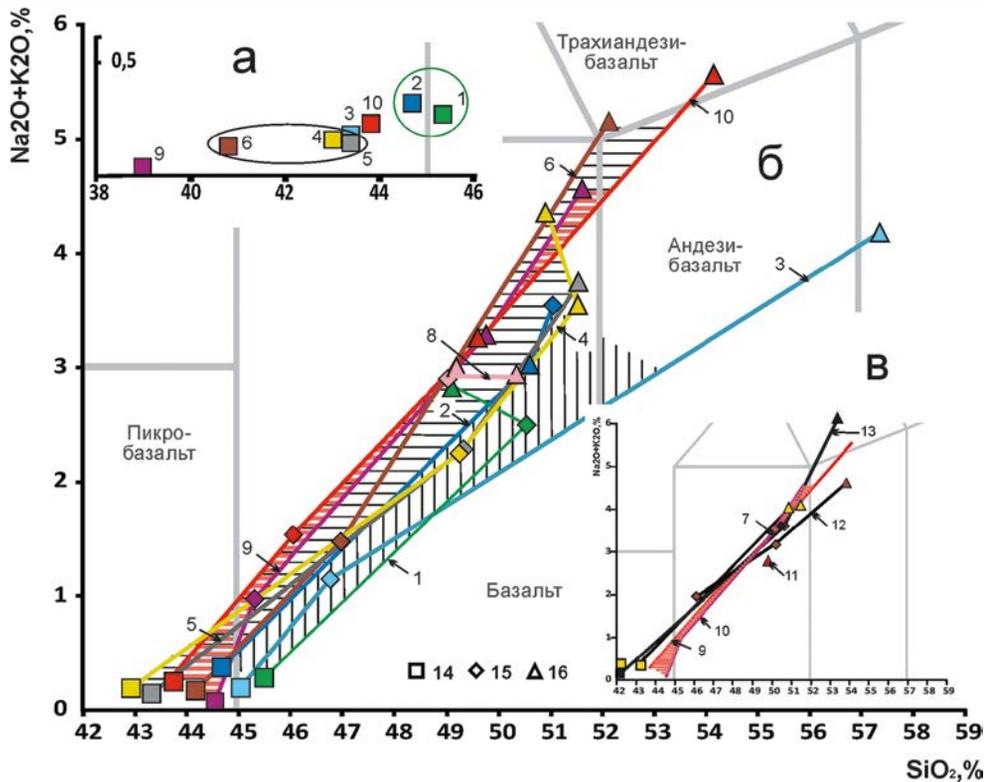


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ с трендами средних составов офиолитовых ассоциаций типовых геодинамических обстановок (а, б) и офиолитовых поясов Восточной Арктики (в): 1–5 — типовые офиолитовые ассоциации: 1 — срединно-океанические хребты; 2 — островодужные; 3 — Тихоокеанский мезозойский подвижный пояс; 4 — зона перехода океан-континент; 5–6 — континентальные складчатые пояса (5 — неопротерозой-нижнепалеозойские; 6 — верхнепалеозойский); 7–13 — офиолитовые пояса Восточной Арктики: 7 — Северо-Таймырский; 8–10 — Южно-Анюйская сутура (8 — о. Большой Ляховский; 9 — Алучинский массив; 10 — Громаденско-Вургумеевский массив); 11 — Черского; 12 — Тайгоносский; 13 — Северо-Сахалинский; 14–16 — члены офиолитовой ассоциации: 14 — гипербазиты; 15 — габброиды; 16 — базальтоиды

Еще одна важная особенность островодужных систем — они, вне зависимости от возраста, закладываются на разнородном фундаменте и, как правило, прямо не связаны с его формированием. Например, одни из них (толеитового типа) выдвинуты далеко в океан цепочками малых островов вблизи глубоководных желобов; другие (толеитовой, известково-щелочной и щелочной серий) заложены на материковых островах с мощной континентальной корой; третьи (преимущественно известково-щелочной серии) фиксируются как на активных окраинах материков, так и во внутри-материковых подвижных поясах, типа Средиземноморского. Все вышесказанное не позволяет формально объединять в «цикл Уилсона» реконструируемые спрединговые и островодужные офиолитовые ассоциации, а рассматривать последние дифференцированно, в т.ч. в составе континентальных систем, что, по нашему мнению, принципиально при геохимической идентификации вулканических комплексов офиолитовых сутур Восточной Арктики.

Принимая во внимание вышесказанное, в настоящей работе предпринята попытка, на примере известных типовых океанических и континентальных офиолитовых комплексов, оценить возможность их

геохимической дискриминации и, на основе выявленных критериев, провести сравнительный анализ с составами офиолитовых ассоциаций ЮАС и других сутур Восточной Арктики. В качестве типовых офиолитовых ассоциаций были выбраны: океанические (СОХ) [13, 19, 20]; океанические острова [13, 19]; переходные зоны океан-континент [16, 19] и континентальные (складчатые пояса Среднего и Полярного Урала [8, 17], Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, западной Тувы и Горного Алтая [13, 19], Аппалачей и Малого Кавказа [13]). Для геохимической характеристики каждого члена офиолитовой ассоциации перечисленных офиолитовых комплексов использовались заимствованные из указанных публикаций анализы, пересчитанные (рис. 2, 3) или без пересчета (рис. 5, 6) на «сухое» вещество, а затем — на средние содержания.

1. Сравнительный анализ вышеназванных типовых офиолитовых комплексов на классификационной диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ показывает (рис. 2): все офиолитовые ассоциации (гипербазиты — габброиды — базальтоиды) образуют единую серию трендов в поле нормальной щелочности, при этом тренды океанических офиолитов смещены в область повышенной кремнекислотности, относительно островодужных и континентальных (рис. 2б). Точки анализов гипербазитов (не пересчитанных на «сухое» вещество) океанических и континентальных обстановок на диаграмме (рис. 2а) образуют обособленные группы: океанические близки к срединномантийному веществу, а островодужные, континентальные и переходной зоны континент-океан — смещены к дунитовому (рис. 2б). Составы верхнего базальтового слоя океанов продолжают габброидный тренд и локализируются в поле толеитовых андезибазальтов, тогда как составы остальных базальтоидов смещены в область трахиандезибазальтов.

2. Геохимическая оценка условий формирования базальтовых магм в сравниваемых типовых офиолитовых комплексах проводилась с помощью диаграммы К-Тi (рис. 3), иллюстрирующей зависимость увеличения содержаний этих элементов с ростом глубины

магмогенерации. Зависимость эта, основанная на эмпирических и экспериментальных данных, связывает влияние роста давления на интенсивность экстракции некогерентных щелочных элементов и прежде всего калия, а также усиление выплавления титана. Поскольку в процессах кристаллизационной дифференциации калий и титан ведут себя иначе (содержание калия увеличивается, а титана — падает), то на диаграмме К-Ті линии дифференцированных серий базальт — андезибазальт — андезит имеют обратный характер корреляции [13]. На рис. 3б корреляционная линия I фиксирует распределение океанических базальтов; линия II — островодужных и тренд III — континентально-платформенных. Анализ положения на этой диаграмме фигуративных точек, сравниваемых типовых офиолитовых комплексов, показывает, что только офиолитовая ассоциация океанических спрединговых зон согласуется с корреляционной линией I, тогда как тренды всех остальных типовых офиоли-

товых ассоциаций смещены в область относительно пониженных содержаний титана и повышенных калия и не продолжают за пределы корреляционной линии II (рис. 3б). Более наглядно положение вулканитов, сравниваемых офиолитовых комплексов, можно видеть на врезке (рис. 3а) для вулканитов, сравниваемых офиолитовых комплексов.

3. Следующим геохимическим показателем различия офиолитовых океанических и континентальных ассоциаций, как было показано выше, является характер распределения в них групп тугоплавких элементов (Mg, Cr, Co, Ni) и относительно легкоплавких (Ca, Ti, V, Fe). Анализ построенных нами спайдер-диаграмм для этих элементов показывает (рис. 4), что все члены континентальных офиолитов резко (в 2–4 раза) обеднены обеими группами этих элементов. При этом, в островодужных офиолитах их гипербазит-габбровые члены по распределению легкоплавких элементов близки к океаническим аналогам, а по распределению тугоплавких — к континентальным. Что же касается континентальных базальтов, то их кривые распределения для обеих групп элементов максимально близки к таковым океаническим аналогам (рис. 4), подтверждая тем самым явную обособленность формирования этих вулканитов от гипербазит-габбровидного комплекса.

4. Оценка геодинамических обстановок формирования верхней базальтовой части типовых океанических и континентальных офиолитовых комплексов тестировалась с помощью классификационных петрогеохимических диаграмм А.В. Гушина [6] и дискриминационной петрохимической диаграммы Н.Л. Добрецова [7].

Петрогеохимическая классификация тектонических обстановок формирования вулканических пород А.В. Гушина базируется на 182-х петрогеохимических типах, рассчитанных по 22 000 анализам петрогенных и сопряженных с ними микроэлементов, для 13-и эталонных геодинамических обстановок, в т.ч. спрединговых зон океанических рифов, глубоководных задуговых бассейнов, островных дуг, активных окраин континентов, коллизионных поясов и континентальных рифтов. Распознавание геодинамических обстановок, исследуемых типовых офиолитовых комплексов, с помощью этой классификации показала, что со спрединговыми зонами океанических рифтов, как и следовало ожидать, идентифицируются только кайнозойские низкокальциевые толеитовые базальты СОХ Атлантического и Тихого океанов и, частично, зон

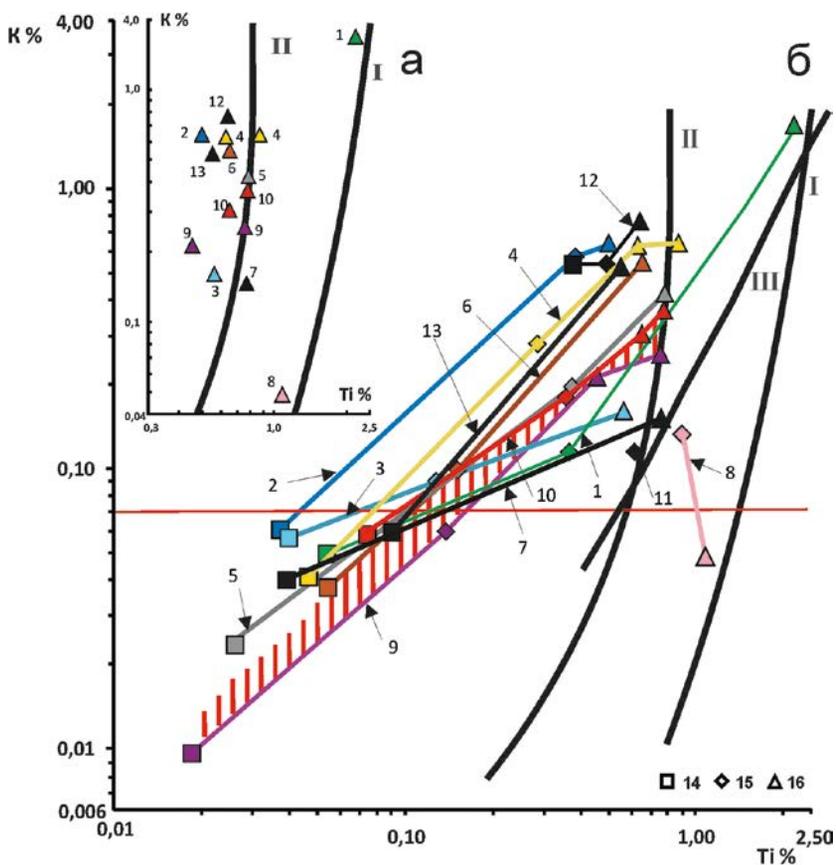


Рис. 3. Диаграмма К-Ті с трендами средних составов базальтоидов (а) и офиолитовых ассоциаций типовых геодинамических обстановок и офиолитовых поясов Восточной Арктики (б): I — океанические базальты; II — островодужные базальты; III — континентально-платформенные базальты по [13]; 1–5 — типовые офиолитовые ассоциации: 1 — срединно-океанические хребты; 2 — островодужные; 3 — Тихоокеанский мезозойский подвижный пояс; 4 — зона перехода океан-континент; 5–6 — континентальные складчатые пояса (5 — неопротерозой-нижнепалеозойские; 6 — верхнепалеозойский); 7–13 — офиолитовые пояса Восточной Арктики: 7 — Северо-Таймырский; 8–10 — Южно-Аноийская сутура (8 — о. Большой Ляховский; 9 — Алучинский массив; 10 — Громадненско-Вургумеевский массив); 11 — Черского; 12 — Тайгоносский; 13 — Северо-Сахалинский; 14–16 — члены офиолитовой ассоциации: 14 — гипербазиты; 15 — габброиды; 16 — базальтоиды

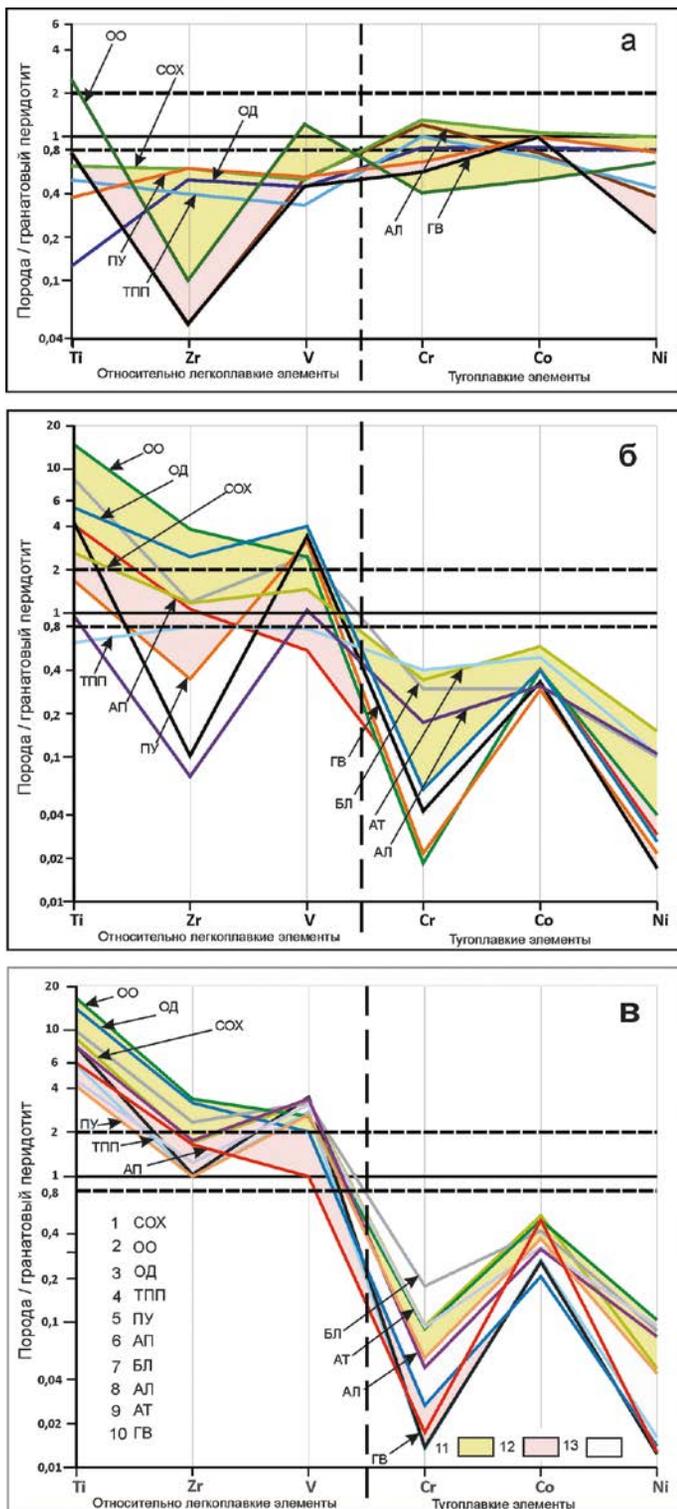
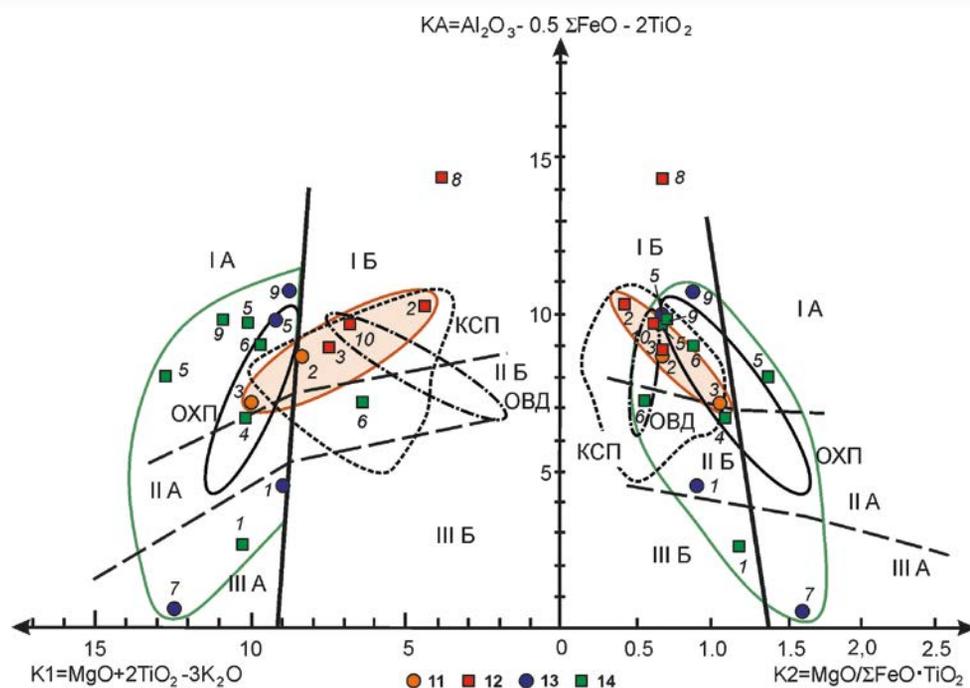


Рис. 4. Спайдер-диаграммы средних составов гипербазальтов (а), габброидов (б) и базальтоидов (в) типовых геодинамических обстановок и офиолитов Южно-Анжуйской сутуры: 1–6 — типовые офиолитовые ассоциации: 1 — срединно-океанические хребты; 2 — океанические острова; 3 — островодужные; 4 — Тихоокеанский мезозойский подвижный пояс; 5–6 — континентальные складчатые пояса: 5 — Полярно-Уральский верхнепалеозойский; 6 — Аппалачский палеозойский; 7–10 — офиолиты Южно-Анжуйской сутуры (7 — о. Большой Ляховский; 8 — Алучинский массив; 9 — Атамановский массив; 10 — Громадненско-Вургумеевский массив); 11–13 — поля типовых геодинамических обстановок: 11 — океанические; 12 — внутриконтинентальные; 13 — океанические и внутриконтинентальные

перехода океан-континент. С эталонными островодужными системами идентифицируются низко- и умереннокалиевые базальты и диабазы всех остальных типовых офиолитовых комплексов: мезозойских океанических островов, подвижных поясов и переходных зон континент-океан Тихоокеанского сектора, а также верхнепротерозойских и палеозойских складчатых систем Урала, Монголии, Аппалачей и кайнозойских — Малого Кавказа. Вулканиды офиолитовых комплексов второй группы не идентифицируются однозначно. Последнее уточняется и детализируется положением фигуративных точек этих же вулканидов на петрохимической диаграмме Н.Л. Добрецова [7], предложенной для дискриминации океанических и континентальных базальтов с использованием «коэффициентов океаничности», рассчитанных по соотношению значений MgO и TiO_2 : ($K1 = MgO + 2TiO_2 - 3K_2O$) — для кайнотипных лав с неискаженными содержаниями K_2O и ($K2 = MgO / \sum FeO \cdot TiO_2$) — для палеотипных лав и метабазальтов. В левой части диаграммы на рис. 5 вулканиды, тестируемых нами типовых офиолитовых комплексов, занимают три частично перекрывающиеся области: первая (ОХП) — кайнозойские базальты океанических хребтов и плато Атлантического и Тихого океанов размещаются в полях IA и IIА (плагиотолитов СОХ и оливиновых толеитов); вторая область (ОВД) — мезозойские вулканиды океанических поясов, подвижных зон и переходных зон континент — океан, локализована в поле IB (континентальных плагиобазальтов андезибазальтовых серий островных дуг) и, наконец, третья область (КСП) — вулканиды верхнепротерозойских и палеозойских офиолитовых складчатых поясов, занимает поля континентальных островодужных плагиобазальтов (IB) и платобазальтов (IB). В правой части этой же диаграммы, построенной для палеотипных лав и метабазальтов (рис. 5), области ОВД и КСП, тестируемых типовых офиолитовых комплексов, не выходят за пределы полей континентальных базальтов — IB и IB; область ОХП занимает пограничное положение между океаническими толеитами (IIА) и континентальными плагиобазальтами. Не исключено, что подобное сходство типовых офиолитовых комплексов с континентальными геодинамическими обстановками обусловлено также частичной контаминацией их расплавов континентальным литосферным материалом.

Анализ рассмотренных выше диаграмм позволяет утверждать, что к океаническим обстановкам, как это считалось и прежде, уверенно могут быть отнесены только офиолитовые ассоциации MZ–KZ спрединговых зон океанических рифтов и океанических плато на маломощной коре, а также, частично, вулканиды зон перехода континент–океан. Что же касается островодужных офиолитов, то их ассоциации геохимически подразделяются на континентальные (PZ–MZ складчатые области и сутурные швы) и океанические (рифтогенные зоны



Северо-Таймырский пояс (1 — Унгинская зона; 2 — Мод-Кунарская зона); 3–6 — Южно-Аноийская сукура (3 — о. Большой Ляховский; 4 — Алучинский массив; 5 — Атамановский массив; 6 — Громадненско-Вургумеевский массив); 7 — пояс Черского; 8 — Тайгоносский пояс; 9 — пояс Камчатского мыса; 10 — Северо-Сахалинский; 11–14 — пространственное положение офиолитовых поясов: базальты (11) и диабазы (12) субширотных поясов; базальты (13) и диабазы (14) субмеридиональных поясов

Рис. 5. Петрохимическая реконструкция геодинамических обстановок формирования базальтов и диабазов типовых офиолитовых ассоциаций, а также офиолитовых поясов Восточной Арктики и СЗ окраины Тихого океана по [7]: IA–IIIА — поля океанических базальтов: IA — плагиотолиты срединноокеанических хребтов; IIA — оливиновые толеиты; IIIА — щелочные оливиновые базальты; IB–IIIБ — поля континентальных базальтов: IB — плагиобазальты андезито-базальтовых серий островных дуг; IIB — платобазальты, траппы; IIIБ — щелочные оливиновые базальты. Поля базальтов и диабазов типовых офиолитовых комплексов: ОХП — океанических хребтов и плато; ОВД — островных вулканических складчатых поясов. 1–10 — офиолиты Восточной Арктики: 1–2 —

MZ–KZ активизации). Поэтому, выявленные критерии геохимической дискриминации разновозрастных островодужных офиолитовых комплексов, имеющих конвергентную геодинамическую природу, позволяют гипербазит-габброидно-базальтоидную ассоциацию, фиксируемую в тектонических структурах на мощной островной и материковой коре, отнести к континентальному (внутриплитному) типу.

Ниже рассмотрим результаты геохимической реконструкции геодинамических обстановок формирования офиолитов Аноий-Ляховской сутуры, прослеженной на 1600 км от о-ва Большой Ляховский до верховьев р. Большой Аноий. К ней обычно относят [18] офиолиты Алучинского и Атаманского массивов и габброиды Громадненского-Вургумеевского массива, расположенных к югу, за пределами (!) сутуры (Яракваамский террейн Алазейско-Олойской складчатой системы); разрозненные фрагменты офиолитов Полярнинского поднятия (структурно-вещественный комплекс Мерзлый), а также метаультрабазиты и шаровые лавы о-ва Большой Ляховский. Суммарная линейная доля офиолитов в сутуре и за ее пределами не превышает 20%. Согласно [18] Алучинские офиолиты представлены разрозненными блоками ультрабазит-габброидного комплекса ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст габбро — $265,5 \pm 6$ млн лет), прорванные дайками диабазов ($228,2 \pm 2,1$ млн лет). Громадненско-Вургумеевский массив на 90% сложен габброидами ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфиболитизированного габбро-норита — $312,0 \pm 15,7$ млн лет) с линзовидными телами ультрабазитов ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст амфиболитизированного верлита — $296,9 \pm 22,2$ млн лет); возраст даек диабазов — $264,8 \pm$

$3,7–112,6 \pm 2,2$ млн лет. Офиолиты Полярнинского поднятия залегают в виде тектонических пластин и глыб ультрабазитов, габбро, базальтов, амфиболитов и зеленых сланцев ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст последних — $158,1 \pm 4,0$ млн лет) в терригенном мезозойском меланже. К фрагментам офиолитов о-ва Большой Ляховский (обнажения по руч. Предмайский) Л.А. Савостин и С.С. Драчев (1988) относят будинированные тела серпентинитов и серпентинизированных перидотитов среди пермо-триасового флиша, а также коренные выходы слабометаморфизованных подушечных лав с обилием лавовых труб диаметром до 1 м и маломощными прослоями однородных базальтов. По аналогии с подобными образованиями Чукотки указанные породы имеют позднеюрский возраст и включаются в состав коры Южно-Аноийского океанического бассейна [11].

U–Pb датировки возраста цирконов, выделенных из ультрабазит-базитовых пород Аноийско-Чукотской складчатой области и о-ва Большой Ляховский (С.А. Сергеев и др., ВСЕГЕИ, 2015), фиксируют два временных интервала: ниже-среднеюрский — гипербазиты (180–162 млн лет) и верхнеюрский-нижнемеловой — базальты (152–96 млн лет), за исключением одной пробы базальтового порфирита о-ва Большой Ляховский — $257 \pm 1,5$ млн лет.

Химические анализы пород офиолитовых ассоциаций ЮАС, заимствованные из работ [5, 11] после соответствующих пересчетов (табл. 2), сопоставлялись с геохимическими трендами охарактеризованных выше типовых океанических и континентальных офиолитовых комплексов (рис. 2–6):

Таблица 2

Химические составы офиолитовых ассоциаций Южно-Анойской сутуры

Объекты	Остров Большой Ляховский [12]				Алучинский массив [5]		Атамановский массив [5]		Громадненско-Вургувеевский массив [5]			
	мета-базальты	мета-габбро	мета-диабаз	подушечные базальты	шпинелевые гарцбургиты	габбро	базальты	диабазы	гарцбургиты	габбро	диабазы высоко Mg	диабазы низко Mg
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49,76	49,07	49,19	50,32	44,60	45,29	51,72	49,85	43,80	46,09	49,79	54,24
TiO ₂	1,48	1,40	1,10	1,66	0,03	0,22	0,76	1,29	0,12	0,60	1,11	1,31
Al ₂ O ₃	15,20	17,71	16,87	16,41	0,91	15,89	16,34	15,87	11,35	22,23	16,83	16,34
FeO	11,32	9,64	11,41	11,20	8,59	7,10	9,25	10,34	12,98	9,12	10,77	11,54
MnO	0,25	0,20	0,16	0,17	0,13	0,12	0,11	0,20	0,23	0,15	0,20	0,23
MgO	7,72	7,67	6,88	7,46	45,38	18,44	8,72	11,27	25,52	6,01	8,77	5,21
CaO	10,11	11,20	11,18	9,60	0,32	12,01	8,40	7,82	5,73	14,20	9,08	5,37
Na ₂ O	3,42	2,75	2,47	2,86	0,02	0,85	4,33	2,97	0,16	1,35	2,91	5,14
K ₂ O	0,61	0,15	0,53	0,05	0,01	0,07	0,24	0,30	0,07	0,21	0,35	0,43
P ₂ O ₅	0,12	0,21	0,21	0,26	0,01	0,02	0,14	0,11	0,03	0,05	0,18	0,19
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Rb	не опр.	не опр.	12,70	0,71	0,06	0,51	2,88	3,56	1,90	2,65	1,01	3,43
Sr	не опр.	не опр.	165,00	50,6	3,62	209,00	159,50	249,67	174,50	363,20	388,33	221,00
Zr	не опр.	не опр.	69,50	117,55	0,10	2,33	61,50	66,75	2,51	6,71	17,33	51,00
Nb	не опр.	не опр.	3,82	7,595	0,05	0,27	1,82	1,56	0,08	0,24	0,85	1,16
Ba	не опр.	не опр.	142,00	19	2,00	8,50	81,50	53,00	30,77	68,43	77,00	122,50
Cs	не опр.	не опр.	0,71	0,235	0,005	0,255	0,075	0,160	0,615	0,155	0,120	0,385
Th	не опр.	не опр.	1,56	0,48	0,004	0,022	0,390	0,117	0,075	0,064	0,030	0,585
U	не опр.	не опр.	0,31	0,145	0,002	0,011	0,180	0,067	0,025	0,044	0,025	0,255
Ta	не опр.	не опр.	0,28	0,595	0,009	0,035	0,120	0,123	0,010	0,023	0,025	0,065
Pb	не опр.	не опр.	5,59	0,695	0,051	0,545	7,110	0,795	1,495	1,063	1,990	2,090
Hf	не опр.	не опр.	1,82	2,915	0,003	0,084	1,755	1,893	0,090	0,265	0,265	1,565
Cu	не опр.	не опр.	23,00	58,5	9,50	119,17	43,50	80,50	8,00	126,00	123,50	97,50
Zn	не опр.	не опр.	97,00	87	33,50	26,33	69,50	75,50	56,00	60,38	95,50	90,50
Ni	не опр.	не опр.	299,00	216	2419,50	679,83	233,00	106,33	533,25	46,30	44,25	31,00
Co	не опр.	не опр.	55,00	47	87,50	57,50	36,50	41,33	110,75	37,10	37,25	29,00
V	не опр.	не опр.	243,00	289	42,50	72,33	279,50	270,67	40,50	302,38	332,00	312,67
Cr	не опр.	не опр.	734,0	523,5	2515,5	965,5	276,0	242,3	1690,3	176,2	141,8	41,0
La	не опр.	не опр.	3,90	3,76	0,33	0,22	3,80	2,89	0,91	1,01	2,26	5,20
Ce	не опр.	не опр.	9,97	11,86	0,67	0,56	10,11	8,85	1,79	2,46	6,17	13,12
Pr	не опр.	не опр.	1,53	1,98	0,055	0,087	1,560	1,457	0,215	0,361	0,990	1,990
Nd	не опр.	не опр.	8,02	10,57	0,17	0,52	7,72	7,80	0,79	1,75	4,85	9,77
Sm	не опр.	не опр.	2,60	3,48	0,02	0,21	2,24	2,65	0,17	0,60	1,65	2,98
Eu	не опр.	не опр.	0,94	1,185	0,00	0,17	0,82	1,05	0,11	0,30	0,73	1,15
Gd	не опр.	не опр.	3,52	4,725	0,010	0,319	2,500	3,567	0,180	0,800	2,065	3,520
Tb	не опр.	не опр.	0,61	0,825	0,002	0,060	0,415	0,640	0,035	0,144	0,367	0,590
Dy	не опр.	не опр.	4,29	5,735	0,013	0,419	2,695	4,360	0,205	1,010	2,480	4,050
Ho	не опр.	не опр.	1,05	1,38	0,004	0,089	0,575	0,970	0,050	0,231	0,565	0,910
Er	не опр.	не опр.	2,73	3,58	0,016	0,244	1,605	2,723	0,140	0,623	1,540	2,475
Tm	не опр.	не опр.	0,41	0,535	0,003	0,035	0,250	0,410	0,023	0,093	0,225	0,360
Yb	не опр.	не опр.	2,59	3,405	0,03	0,21	1,63	2,64	0,14	0,59	1,46	2,42
Lu	не опр.	не опр.	0,37	0,475	0,006	0,030	0,245	0,393	0,025	0,093	0,217	0,360
Y	не опр.	не опр.	31,00	39,15	0,10	2,17	14,50	26,00	1,61	5,95	14,33	26,00
n	8	1	1	5	2	6	2	3	4	6	4	3

1. На диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (рис. 2) тренды Алучинских и Громадненско-Вургумеевских офиолитов согласуются с таковыми внутриплитных рифей-нижнепалеозойских и среднепалеозойских офиолитов толетитовой и известково-щелочной серии. При этом для габброидов отсутствуют какие-либо признаки «родства» их составов с предполагаемыми (А.В. Ганелин, С.А. Силантьев, 2008) бонинитами. Что же касается офиолитов о-ва Большой Ляховский, то их тренд противоположен предыдущему: габброиды близки к таковым Алучинско-Громадненско-Вургумеевской офиолитовой ассоциации, а базальты — к островодужным и зон перехода континент — океан.

2. На диаграмме $\text{K}-\text{Ti}$ (рис. 3) тренды Алучинско-Громадненско-Вургумеевских офиолитов также близки к таковым внутриплитных рифей-нижнепалеозойских и среднепалеозойских офиолитовых ассоциаций без каких-либо тенденций смещения в область бонинитовых составов. Точки средних составов базальтоидов при этом группируются вблизи корреляционной линии II (островодужные базальты), смещаясь к линии III (континентально-платформенные базальты) (рис. 3А). Тренд о-ва Большой Ляховский, как и на предыдущей диаграмме, имеет резко отличное положение, располагаясь между корреляционными линиями I и II в направлении океанических рифтов.

3. На спайдер-диаграммах (рис. 4) кривые распределения групп легкоплавких и тугоплавких элементов Алучинско-Громадненско-Вургумеевских офиолитовых ассоциаций проявляют следующие тенденции: а) гипербазиты характеризуются пониженным содержанием легкоплавких элементов, относительно типовых островодужных офиолитов, что характерно для внутриплитных рифей-нижнепалеозойских и среднепалеозойских офиолитов; распределение тугоплавких элементов в целом близко к гипербазитам островных дуг (рис. 4в); б) габброиды характеризуются резко пониженным содержанием легкоплавких элементов и повышенным тугоплавких, относительно типовых океанических и островодужных офиолитов, что согласуется с конфигурацией соответствующих кривых для внутриплитных рифей-нижнепалеозойских и среднепалеозойских габброидов (рис. 3б); в) для базальтоидов кривые распределения всех легкоплавких (за исключением циркония) и тугоплавких элементов в целом близки к таковым океанических и островодужных.

4. Распознавание геодинамических базальтоидов Алучинско-Громадненско-Вургумеевского офиолитового комплекса с помощью классификационных петрогеохимических диаграмм А.В. Гушина [6] выявило сходство с океаническими рифтовыми зонами только для высокомагнезиальных диабазов Громадненско-Вургумеевского массива и подушечных лав о-ва Большой Ляховский. Остальные анализы идентифицируются с базальтами островодуж-

ных обстановок различной щелочности, а базальтоиды Атамановского массива — с задуговым бассейном.

5. Эти же вулканиты на петрохимической диаграмме Н.Л. Добрецова [7] в левой ее части, предназначенной для дискриминации кайнотиповых лав с неизменными содержаниями K_2O (рис. 5), сосредоточены в области океанических хребтов и плато. В правой же части этой диаграммы для распознавания природы палеотипных лав и метабазальтов и, следовательно, являющейся более корректной для дискриминации офиолитов ЮАС, вулканиты попадают в область островодужных плагиобазальтов (ОВД) континентальных складчатых поясов (поле IB на рис. 5).

И, наконец, геодинамическая типизация этих же базальтов и диабазовых даек с помощью «тектонимагматической» диаграммы [3], дискриминационные поля которой рассчитаны по более чем 17 000 петрогеохимических анализов (39 эл-тов) для эталонных выборок: COX (MORB), современных островных дуг (IAB), внутриплитных (WPB) и постколлизийных (PCB) обстановок, указывает на принадлежность этих базальтоидов к внутриплитным, а также к континентальным нижнемеловым траппам HALIP Американо-СЛО (рис. 6).

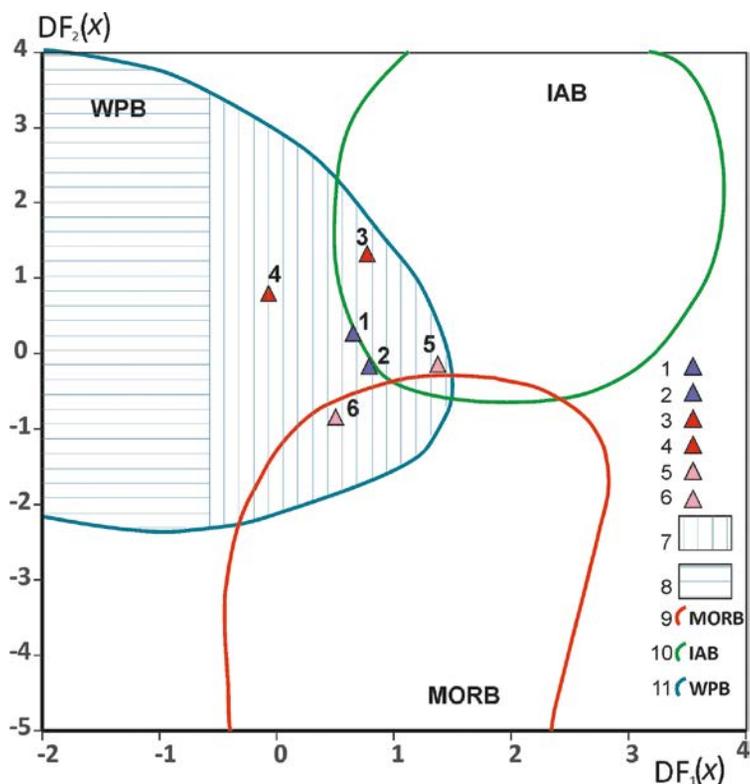


Рис. 6. Петрогеохимическая типизация базальтов и диабазов Южно-Аноийской сутуры на «тектонимагматической» диаграмме по [4]: 1–2 — Атамановский массив (1 — базальты; 2 — диабазы); 3–4 — Громадненско-Вургумеевский массив (3 — высокомагнезиальные диабазы; 4 — низкомагнезиальные диабазы); 5–6 — о. Большой Ляховский (5 — метадиабазы; 6 — шаровые лавы базальтов); 7–8 — петрогеохимические поля внутриплитных базальтов (7 — траппы, в т.ч. нижнемеловые HALIP в СЛО; 8 — рифты); 9–11 — поля эталонных выборок базальтов (9 — срединно-океанических хребтов; 10 — островных дуг; 11 — внутриплитных обстановок)

Суммируя полученные оценки геохимической реконструкции геодинамических обстановок формирования всех офиолитовых фрагментов Аной—Ляховской сутуры, можно заключить, что при отсутствии здесь геохимических показателей реликтовой океанической коры, карбон-пермский гипербазит-габбровый и верхнетриасово-нижнемеловой базальтоидный комплексы идентифицируются с остоводужной серией континентального типа. Ранее аналогичный вывод в пользу внутриплитной геодинамической обстановки был получен Г.В. Ледневой и др. (2012) при петролого-геохимических исследованиях силлов, а также даек и небольших интрузий анойского комплекса, рвущих пермо-триасовые терригенные отложения в районах Анадырского и Раучанского хребтов восточной и западной Чукотки. При этом для ультрабазит-базитовых образований СВ Верхоянско-Колымской орогенной области, обычно относимых к офиолитовым, В.А. Труниной и С.П. Роевым (2012) обосновывается их рифтогенная природа на континентальной окраине. И, наконец, анализ геологических материалов [14] показывает, что продолжением на восток ЮАС является не сутура Кобук (Ангаючам), а троговый комплекс ЮАС — Пекульнейско-Курупкинского пояса, связанный с PZ_3 — MZ_1 стадиями раскола континентальной коры Арктического и Евразийского бассейнов.

Не беря ответственность использовать полученные выводы для построения каких-либо «новых» геодинамических моделей, следует заметить, что тектонический шов ЮАС, фиксирующий след предполагаемого PZ — MZ Прото-Арктического океана и зоны субдукции Северо-Американской плиты под Сибирский континент [18], простирается к востоку в поперечном направлении относительно известной региональной зоны сейсмоактивности, «разрывов» границы М и локальных понижений ΔG (пк 400—500 км профиля 2ДВ), трассирующих KZ — Q границу между Северо-Американской и Евразийской плитами (хр. Гаккеля — Момский рифт — п-ов Тайгонос) (рис. 1). Явное несоответствие пространственного положения палео- и современных границ между этими плитами ставит под сомнение целесообразность реконструкций конвергентных границ на месте палеоокеанов, основанных на геохимическом отождествлении древних офиолитовых сутур с таковыми современных океанов и островных дуг. Во-первых, эти границы не наследуются современным положением KZ — Q глобальных тектонических разделов между теми же плитами. Так, согласно [2] Прото-Арктический океан разделял с раннего карбона Азиатский и Северо-Американский континенты, при том, что его континентальные и океанические плиты находились за пределами полярной области, южнее Северного полюса, в Западном полушарии (А.Н. Didenko et al., 2002). И только в мезозое Прото-Арктический океан, с обрамляющими его структурами Азии и Северной Америки, «переехал» в субарктические и арктические широты, а зона конвергенции в средней юре «переместилась» к Северо-Американской окраине. Во-вторых, палеограницы не

проявляются базификацией их глубинных зон и сокращением площади и мощности фундамента континентальной коры. Напротив, по данным [10, 12] связь между континентальными окраинами Евразии и Северной Америки сохранилась до нашего времени, благодаря соединяющему их «тектоническому мосту» — фрагменту литосферы древнего континента Арктида.

Сказанное имеет принципиальное значение при обосновании внешней границы и непрерывности континентального шельфа Американо-Евразийского бассейна СЛО, поскольку, согласно известным требованиям, к рассмотрению принимаются не модельные построения, а реально существующее тектоническое строение и фактическая характеристика структурно-вещественных комплексов исследуемой Арктической зоны. Примером противоречивости модельных построений может служить очередная гипотеза Э. Миллера (E. Miller et al, 2008), согласно которой ЮАС — не реликт обширного Анойского океана, который замкнулся в ходе вращательного раскрытия Американо-Евразийского бассейна, а результат рифтинга, связанного с образованием котловины Макарова и развитием Южно-Верхоянской зоны в качестве трансформного разлома в пределах Арктической Аляскинско-Чукотской микроплиты. Умозрительность этих и, подобных им, палеоокеанических моделей наглядно продемонстрирована результатами бурения на севере Западной Сибири Тюменской сверхглубокой скв. СГ-6 и ее спутников, показавших, что на месте предполагаемого здесь Палео-Обского океана на глубинах 6424—7502 м вскрыты рифтогенные базальты, сопоставимые по возрасту (247,5 млн лет) с триасовыми низкокальциевыми траппами Норильской и Маймеча-Котуйской провинций Сибирской платформы [10].

Геохимическая реконструкция других офиолитовых поясов Восточной Арктики и СЗ обрамления Тихого океана проводилась на примерах субширотных (Северо-Таймырского и Черского) и субмеридиональных (Корякско-Чукотского и Северо-Сахалинского) поясов (рис. 1).

Северо-Таймырские (Челюскинский, Становский и Безымянный) позднерифейские офиолитовые пояса локализованы в Центрально-Таймырском докембрийском блоке Таймырской складчатой области (рис. 1) и сложены метаморфизованными ультрабазитами, габброидами, плагиогранитами, вулканитами, а также комплексом диабазовых даек и силлов. Согласно [4] офиолиты формировались в окраинно-морском бассейне от излияния базальтов типа СОХ до извержений толеитовой базальт-риолитовой серии, с образованием энсиматической дуги (Челюскинский пояс) или развитием от спрединга до метаморфизма повышенных давлений в зоне субдукции (Становский пояс).

Офиолитовые покровы пояса Черского в одноименном поясе слагают сорванные аллохтоны (серпентинизированные гарцубургиты и дуниты, габбро, metabазальты, офиокальциты), ранний метаморфизм которых в океанической обстановке датируется ранним палеозоем, а дугообразный изгиб сутуры свя-

зывается с позднемезозойской коллизией. Пояс интерпретируется как различные части задугового или океанического бассейна, существовавшего к востоку от Верхоянской континентальной окраины [15].

Тектонические структуры п-ова Тайгонос относятся к Тайгоносско-Западно-Корякской складчатой системе, сформированной в зоне перехода от континента к океану в палеозое и мезозое на гетерогенном фундаменте: архейском гранулитогнейсовом и докембрийско-раннепалеозойском ультрабазит-базитовом. Согласно [14] в PZ—MZ истории развития пояса выделяются три этапа: первый (C_1 — J_3) — формирование мезозойско-Яно-Колымской складчатой системы; второй (J_3 — K_1) — орогенный этап Северо-Тайгоносской зоны; третий (K_2) — орогенный этап развития Пенжинско-Анадырской зоны. Формирование офиолитов связано со вторым этапом в две стадии: первая — прогибание трога с проникновением согласных массивов гипербазитов и заполнением его эффузивно-кремнистыми осадками; вторая — накопление терригенных отложений и сжатие трога с пластовыми и линзовидными телами серпентинитов, габбро, амфиболитов и эклогитов (олигостромовые толщи Южно-Тайгоносского надвига).

Офиолиты Северного Сахалина (п-ов Шмидта) в виде пакета тектонических пластин, наклоненных под углом 30° на восток, в сторону Охотского моря, представлены раннетриасовыми ультрабазитами (лерцолитами, гарцбургитами и серпентинитовым меланжем), габбро и позднемеловыми спилитизированными гялобазальтами, миндалекаменными спилитами и дайками диабазов и микродолеритов [16]. По данным А.А. Аленичевой и других, 2018 U—Pb возраст цирконов из офиолитов ЮВ Сахалина (млн лет): 250 ± 45 — серпентинизированный лерцолит; $161,1 \pm 1,4$ — амфиболовое габбро и 195 ± 44 — толеитовые базальты. По геотермобарометрическим оценкам Р.М. Юрковой и Б.И. Воронина, 2012 лерцолиты могли быть закристаллизованы при $T=950^\circ\text{C}$ на глубинах 30–35 км и $P=8$ –16 кбар, а габбро-нориты — при $T=880$ – 9250°C на глубинах 20–30 км и $P=7$ –8 кбар, что согласуется с концепцией протрузивно-диапирового становления этих офиолитовых ассоциаций. Этот пояс, как и офиолиты соседнего Камчатского мыса в составе Курило-Камчатской вулканической дуги, заложены на древнем палеопротерозойско-палеозойском фундаменте, глубинные ксенолиты габбро-гранитоидных пород которого датируются U—Pb методом по цирконам в диапазоне 2024–325 млн лет.

Результаты геохимической идентификации офиолитовых ассоциаций перечисленных комплексов (рис. 2–5) показали, что их петрохимические тренды максимально близки к таковым ЮАС (рис. 2в), при этом вулканы всех комплексов распознаются как островодужные континентального типа (рис. 3–5); исключением являются вулканы пояса Черского (рис. 3б). Все это позволяет в пределах древнего сиалического фундамента Циркумполярной Арктики [10] наметить два глобальных внутриплитных рифтоген-

ных этапа формирования офиолитов Восточной Арктики: первый — верхнепалеозойско-раннепалеозойские субширотные пояса (Северо-Таймырские, Южно-Анюйский, Черского и, по-видимому, Канадской котловины) и второй этап — субмеридиональный мезозойский Камчатско-Корякско-Чукотско-Кобукский пояс (рис. 1).

Изложенные представления об особенностях геолого-геохимических условий формирования океанических, островодужных и континентальных офиолитов, способах и результатах их геохимической дискриминации, а также тектонической позиции размещения офиолитовых поясов Восточной Арктики, носят предварительный и, во многом, дискуссионный характер и предлагаются для обсуждения, с привлечением фактических геологических и прецизионных аналитических данных.

Авторы выражают благодарность С.Д. Соколову, А.В. Гушину, В.Р. Ветрину и А.Г. Пилицыну за научные консультации и участие в интерпретации геохимических материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов, В.В. Эндеогенные режимы материков / В.В. Белоусов. — М.: Недра, 1976.
2. Бондаренко, Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойско-северного обрамления Тихого океана: Дисс... доктора геол.-мин. наук / Г.Е. Бондаренко. — М., 2004. — 400 с.
3. Великославинский, С.Д. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным / С.Д. Великославинский, Д.П. Крылов // Геотектоника. — 2014. — № 6. — С. 77–91.
4. Верниковский, В.А. Петрология и геохимия рифейских офиолитов Таймыра / В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская, А.И. Черных и др. // Геология и геофизика. — 1996. — Т. 37 (1). — С. 113–129.
5. Ганелин, А.В. Офиолитовые комплексы западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования) / А.В. Ганелин. — М.: ГЕОС, 2017. — 178 с.
6. Гушин, А.В. Петрогеохимическая типизация вулканических пород для целей распознавания тектонических (геодинамических) обстановок / А.В. Гушин // Разведка и охрана недр. — 2014. — № 12. — С. 66–72.
7. Добрецов, Н.Л. Глобальные петрологические процессы / Н.Л. Добрецов. — М.: Недра, 1981. — 236 с.
8. Знаменский, С.Е. Фациальный состав, геохимические особенности и геодинамические обстановки образования позднеэоценовых островодужных комплексов зоны Главного Уральского разлома на Южном Урале / С.Е. Знаменский, А.М. Косарев, Г.Т. Шафигуллина // Вестник Пермского университета. Сер. Геология. — 2019. — Т. 18. — № 1. — С. 1–16.
9. Кашубин, С.Н. Типы земной коры Циркумполярной Арктики / С.Н. Кашубин, Н.И. Павленкова, О.В. Петров и др. // Региональная геология и металлогения. — 2013. — № 55. — С. 5–20.
10. Кременецкий, А.А. Эволюция фундамента, рифтогенез и нефтегазоносность Циркумполярной Арктики / А.А. Кременецкий, А.Г. Пилицын, Л.И. Веремеева и др. // Региональная геология и металлогения. — 2020. — № 83. — С. 14–32.
11. Кузьмичев, А.Б. Пиллоу-базальты и глаукофановые сланцы на острове Большой Ляховский (Новосибирские острова) — фрагменты литосферы Южно-Анюйского палеоокеана / А.Б. Кузьмичев, Е.В. Скляр, И.Г. Бараш // Геология и геофизика. — 2005. — Т. 46. — № 12. — С. 1367–1381.
12. Лаверов, Н.П. Геодинамическая модель тектонического развития Арктики в мезозое и кайнозое и проблема внешней границы континентального шельфа России / Н.П. Лаверов, Л.И. Лобковская, М.В. Кононов и др. // Геотектоника. — 2013. — № 1. — С. 3–35.
13. Лутц, Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма / Б.Г. Лутц. — М.: Недра, 1980. — 247 с.

14. Некрасов, Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки / Г.Е. Некрасов // Тр. ГИН. — М.: Наука, 1976. — Вып. 280. — 159 с.
15. Оксман, В.С. Офиолитовые пояса арктических регионов верхояно-чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования / В.С. Оксман, А.В. Ганелин, С.Д. Соколов и др. // Тихоокеанская геология. — 2003. — Т. 22. — № 6. — С. 62–75.
16. Разницын, Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана / Ю.Н. Разницын. — М.: Наука, 1982. — Вып. 371. — 108 с.
17. Савельева, Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре / Г.Н. Савельева. — М.: Наука, 1987. — 245 с.
18. Соколов, С.Д. Тектоника Южно-Анхойской сугуры (Северо-Восток Азии) / С.Д. Соколов, М.И. Тучкова, А.В. Ганелин и др. // Геотектоника. — 2015. — № 1. — С. 5–30.
19. Симонов, В.А. Петрогенезис офиолитов: Термобарогеохимические исследования / В.А. Симонов. — Новосибирск, 1993. — 247 с.
20. Твердая кора океанов (проект «Литос»). — М.: Наука, 1987. — 189 с.

© Кременецкий А.А., Спиридонов И.Г., Граменицкая П.Н., 2021

Кременецкий Александр Александрович // nauka@imgre.ru
Спиридонов Игорь Геннадьевич // imgre@imgre.ru
Граменицкая Полина Николаевна // polina-gramenitskaya@mail.ru

УДК 551.251.551.161.550.38

До М.Ф.^{1,2}, Игнатов П.А.¹, Фан Т.Х.¹, Нгуен З.Х.¹,
Чан В.Т.¹ (1 — МГРИ-РГГРУ, 2 — Геофизическое
отделение Главного управления геологии и полезных
ископаемых Вьетнама, г. Ханой)

СТРУКТУРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ Cu-U-Au МИНЕРАЛИЗАЦИЮ В РАЙОНЕ КОН РА ПРОВИН- ЦИИ КОНТУМ ЦЕНТРАЛЬНОГО ВЬЕТНАМА

В статье рассмотрено геологическое строение и история развития площади Кон Ра, провинции Контум, Центрального Вьетнама, в которой имеется Au-U-Cu рудная минерализация. По данным геологического картирования и интерпретации аэромагнитной съемки на площади выделены два крупных тектонических блока, в одном из которых локализовано рудопроявление. Блоки сложены комплексами метаморфических пород протерозоя-кембрия и отличаются составом и строением вулканогенно-осадочно-метаморфических пород, и различным соотношением силурийских и триасовых гранитоидов. Обоснованы докембрийский, раннепалеозойский и мезозой-кайнозойский этапы тектономагматических проявлений с преобладанием пластических дислокаций в позднем докембрии и раннем палеозое и хрупких в мезозое-кайнозое. По данным геокартирования, анализа градиентов магнитного поля и построения геоплотностной 3D модели по пересчету магнитометрии выделены основные разломы. Участок с Cu-U-Au минерализацией находится в породах протерозой-кембрийского комплекса Хамдык в зоне экзоскарнов триасовых гранитов интрузива Хайван. Вмещающие минерализацию породы испытали как минимум три фазы региональной деформации. В первую фазу в докембрии и раннем палеозое про-

изошло образование сложных складок разного порядка. Во вторую фазу в силуре формировались гранито-гнейсы комплекса Чулай и было подновление древних структур. Во время третьей фазы в триасе-кайнозое преобладали хрупкие деформации преимущественно в виде взбросов и сдвигов. Рудоносные зоны с Cu-U-Au минерализацией имеют линзовидную форму и приурочены к флексунообразному изгибу типа pull apart зоны сдвига северо-восточного простирания. **Ключевые слова:** Cu, U, Au, рудопроявление, фаза деформации, магнитное поле, разлом, тектонический блок, Кон Ра.

Do M.P.^{1,2}, Ignatov P.A.¹, Phan T.H.¹, Nguyen D.H.¹, Tran V.T.¹
(1 — MGRI-RGGRU, 2 — Geophysical Division, General
Department of Geology and Minerals of Vietnam, Hanoi

STRUCTURES CONTROLLING Cu-U-Au MINERALIZATION IN KON RA AREA, KONTUM PROVINCE, CENTRAL VIETNAM

The article discusses the geological structure and history of the development of the Kon Ra area, Kontum province, Central Vietnam, which has Au-U-Cu ore mineralization. Based on the data of geological mapping and interpretation of aeromagnetic surveys, two large tectonic blocks have been identified in the area, in one of which ore occurrence is localized. The blocks are composed of complexes of metamorphic rocks of the Proterozoic-Cambrian and differ in the composition and structure of volcanic-sedimentary-metamorphic rocks and different ratios of Silurian and Triassic granitoids. The Precambrian, Early Paleozoic and Mesozoic-Cenozoic stages of tectonic-magmatic manifestations with a predominance of plastic dislocations in the Late Precambrian and Early Paleozoic and brittle ones in the Mesozoic-Cenozoic have been substantiated. Based on the data of geo-mapping, analysis of magnetic field gradients and construction of a geo-field 3D model based on the recalculation of magnetometry, the main faults are identified. The site with Cu-U-Au mineralization is located in the rocks of the Proterozoic-Cambrian complex Khamduc in the exoscar zone of Triassic granites of the Hai van intrusion. The host rocks underwent at least three phases of regional deformation. In the first phase, in the Precambrian and Early Paleozoic, complex folds of various orders were formed. In the second phase, the granite-genis of the Chulai complex were formed in the Silurian, and there was a renewal of ancient structures. During the third phase, brittle deformations predominated in the Triassic — Cenozoic, mainly in the form of reverse faults and strike-slip faults. Ore-bearing zones with Cu-U-Au mineralization have a lenticular shape and are confined to a flexure-like bend of the pull apart type of a northeastern strike-slip shear zone. **Keywords:** Cu, U, Au, ore occurrence, deformation phase, magnetic field, fault, tectonic block, Kon Ra.

Фактические данные и методы исследования

Для изучения геологических структур рассматриваемой площади использованы геологические карты масштаба 1:50 000, карты наблюдаемого магнитного поля и его трансформаций масштаба 1:50 000, полученного при аэромагнитной съемке. Проведено вы-