

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ И ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ АРКТИКИ КАК ОСНОВА ДЛЯ ПРОГНОЗА И ОСВОЕНИЯ ЕЁ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ

Чамов Н.П.¹, Карякин Ю.В., Леднёва Г.В., Пейве А.А.

¹*Руководитель проекта*

*Геологический институт РАН (ГИН РАН), Москва, Россия
nchamov@yandex.ru*

Аннотация

В статье рассматривается строение главных структур Арктического мегабассейна и обсуждаются модели их формирования. Анализируются механизмы формирования литосферы и осадочных бассейнов в интервале времени от неопротерозоя до современности. Приводятся первые результаты сравнительного анализа внутриплитного траппового магматизма. Рассматриваются возможности связи пермо-триасового – раннетриасового внутриплитного магматизма Анюйско-Чукотской складчатой системы с активностью Сибирского плюма, а также пространственно-временной преемственности юрско-мелового магматизма Земли Франца-Иосифа.

Введение

Арктический регион обладает высоким углеводородным потенциалом и представляет исключительно важную роль в перспективе добычи полезных ископаемых. К настоящему времени выполнены значительные объёмы российских и зарубежных исследований геологического строения осадочного чехла и земной коры Северного Ледовитого океана (Шварцахер, Ханкенс, 1964; Грамберг, Нарышкин, 2000; Погребницкий, 2001; Геология..., 2004; Буценко, Поселов, 2004; Кабаньков и др., 2004 а, б; Буценко и др., 2005; Андреева и др., 2007; Гусев и др., 2008; Каминский и др., 2008а; Каминский В.Д. и др., 2008б; Поселов и др., 2007, 2008; Каминский и др., 2009; Петров и др., 2010; Кабаньков и др., 2008; Российские..., 2011; Andronikov et al., 2008; Brumley et al., 2008, 2010, 2011; Clark et al., 2000; Grantz et al., 2001; Mayer et al., 2008; Phillips, Grantz, 2001; Van Wagoner et al., 1986; Рекант и др., 2012; Морозов и др., 2013; Кременецкий, 2013; Гусев и др. 2014; Верниковский и др. 2014).

В то же время, полученные за последние годы сейсмические данные по строению осадочного чехла арктических морей крайне редко привязаны к реальным геологическим разрезам на суше или керну скважин в акватории морей. Много вопросов вызывает состав пород фундамента хребтов Менделеева, Альфа и ряда других ключевых структур. Только небольшой объем из поднятого каменного материала может безоговорочно считаться коренным. Эти единичные данные не могут объективно отражать геологическое строение крупных геологических структур и оставляют поле для многовариантных интерпретаций геолого-геофизических данных

В статье рассматривается строение главных структур Арктического мегабассейна и обсуждаются модели их формирования. Ставится вопрос о существовании направленной смены механизмов формирования литосферы и осадочных бассейнов в интервале времени от неопротерозоя до современности.

Главные геологические структуры региона

Арктический регион подразделяется на систему окраинных шельфовых морей и соответствующих им геологических провинций, которые имеют тесные структурные связи с континентальными платформенными областями и складчатыми поясами Евразии или являются их непосредственными продолжениями. Крупные композитные бассейны, такие как Евразийский и Амеразийский, включающие протяженные поднятия, хребты и впадины, привлекают к себе особое внимание в связи с вопросами расширения Российской экономической зоны в Северном Ледовитом океане. Механизмы формирования этих бассейнов и тип земной коры в их основании относятся к числу важнейших проблем для восстановления геологической истории и формирования доказательной базы в принадлежности к континентальному шельфу РФ.

Евразийский бассейн включает хребет Гаккеля и впадины Нансена и Амундсена.

Большинство исследователей признают океаническую природу этого бассейна, который в генетическом плане может рассматриваться как продвижение Атлантических структур в Северный ледовитый океан. Хребет Гаккеля является медленноспрединговым срединно-океаническим хребтом со скоростью спрединга 1,2-0,5 см/год [1]. В обе стороны от хребта прослеживаются парные линейные магнитные аномалии, самая древняя из которых находится около основания хребта Ломоносова – хроно 25 (56 млн. л).

Хребет Ломоносова представляет собой единую линейную блоковую структуру, протягивающуюся от Америки до Евразии, разделяя мезозойский Амеразийский и кайнозойский Евразийский бассейны. Евразийский склон характеризуется многочисленными наклоненными по сбросам в сторону Евразийского бассейна блоками. Такая структура вместе с резким градиентом силы тяжести, установленным непосредственно у хребта Ломоносова в зоне окончания магнитных аномалий спредингового типа, характерна для невулканических рифтовых континентальных окраин и, как правило, формируется при ортогональном рифтинге [2]. На Амеразийском склоне граница хребта проходит вдоль непрерывной и параллельной ему серии впадин котловины Подводников. Наиболее достоверная возрастная модель кайнозойского осадконакопления на хребте Ломоносова основана на данных глубоководного бурения в Арктике (АСЕХ) в 2004 г. и корреляции сейсмокомплексов далеко за пределы области бурения [3, 4]. Одним из ключевых вопросов геологии хребта Ломоносова является характер его сочленения с Евразийской континентальной окраиной. В ряде работ утверждается, что, по сейсмическим и батиметрическим данным хребет Ломоносова не является континентальным продолжением Евразийского шельфа [5, 6 и др]. В частности полагают, что ортогональные хребту Ломоносова сейсмические профили свидетельствуют о интенсивном воздействии кайнозойского рифтинга и значительной расчлененности его мезозойской окраины [6].

Согласно другим исследованиям верхние и промежуточные комплексы осадочного чехла прослеживаются от шельфа на хребет Ломоносова практически без перерывов, что говорит о том, что хребет Ломоносова является продолжением Евразийской континентальной окраины [7]. В пользу этого свидетельствует и представительная коллекция пород, собранная с хребта Ломоносова в 2007 году в рейсе атомного ледокола «Россия», где было выполнено 35 станций донного пробоотбора [8]. Комплекс пород, представленных в обломках, в целом хорошо согласуется со скоростными характеристиками сейсмогеологического разреза и характерен для платформенных областей с континентальным типом фундамента.

Хребет Менделеева – протяженное поднятие, прослеживаемое от шельфа Восточно-Сибирского моря на север и переходящее в направлении Канадского шельфа в хребет

Альфа. По данным ряда профилей МОВ ОГТ, а также нескольких станций измерения преломленных волн и гравитационной съемки были получены данные о строении верхней части акустического фундамента хребтов Менделеева и Альфа [9-12]. Их интерпретация затруднена, так как такие сейсмические скорости могут дать разнообразные породы, включая карбонаты, литифицированные кремнистые осадки, лавовые потоки, вулканокластические толщи, сильно измененные базальтовые потоки, туфы или/и базальтовые потоки, переслаивающиеся с осадками.

Наиболее представительный каменный материал был собран на хребте Менделеева в ходе проведения экспедиции "Арктика 2012". Распределение и форма обломков указывают на их местное происхождение [13, 14]. Керна малоглубинных скважин из северной и южной частей поднятия Менделеева включал трахибазальты, иногда кластолавы с монтмориллонитовым цементом. Последние имеют изотопный возраст 127 млн. л. Наряду с трахибазальтами, среди вулканических пород в южной части поднятия встречаются трахиандезиты и трахиты. Эти породы по данным уран-свинцовой изотопии образовались 260 млн. л. назад, т.е. одновременно с траппами Западной Сибири. В разных районах поднятия Менделеева верхи акустического фундамента могут быть сложены базальтами различного возраста. Составы базальтов поднятия Менделеева свидетельствуют об их внутриматериковой континентальной природе [13].

Геологические модели

Труднодоступность региона, поэтапность его развития и существование структур различного генезиса и возраста очень осложняют реконструкцию геологической истории и разработку непротиворечивых моделей его развития. Разнообразие существующих гипотез, зачастую диаметрально противоположных и построенных на ряде допущений, отражают явную недостаточность надёжных геолого-геофизических данных.

Так, на природу и возраст хребта Альфа-Менделеева существуют две основные точки зрения. Согласно одной из них эти структуры являются океаническими плато [9-12], согласно другой – продолжением континентальной коры Евразии [13, 14]. Имеются и промежуточные точки зрения, согласно которым хребты представляют собой сильно утоненную континентальную кору, насыщенную базальтовым материалом [15, 16]. Согласно [17, 18] основные структуры дна центральной части Северного Ледовитого океана, в частности, хребет Ломоносова, поднятия Менделеева и Альфа, котловины Макарова и Подводников, а также поднятие Нортвинд представляют собой сохранившиеся в ходе геологической эволюции фрагменты древнего континента Арктида. Как следствие, все они являются естественными компонентами подводных продолжений материковых окраин Евразии и Северной Америки в глубоководную часть Северного Ледовитого океана и представляют собой своеобразный тектонический мост, соединяющий две континентальные окраины.

Форма Канадского бассейна и простирающиеся неотчетливые линейные магнитные аномалии интерпретируются как ротационное перемещение при вращении против часовой стрелки на 66° микроплиты Арктика-Аляска-Чукотка от Арктической Канады с полюсом вращения около дельты Макензи [17, 19, 20]. В этой модели хребет Ломоносова представляют собой трансформную окраину, связанную с данным вращением [19]. Предполагается, что евразийский блок отделился от канадского по сдвиговой восточной окраине хребта Ломоносова [21].

В тоже время существует ряд геологических фактов, не укладывающихся в данную гипотезу. Так, данные по детритовым цирконам говорят о том, что Чукотская часть

микроплиты находилась вблизи Таймыра и Верхоянска, к востоку от Полярного Урала, а не вблизи Канадской Арктики [16]. Согласно этим ограничениям арктическая микроплита Аляска-Чукотка не являлась жесткой, а Восточно-Сибирский шельф претерпел наибольшее (100%) растяжение в широтном направлении позже, в период 120-90 млн. л. В последующую эпоху, охватывающую период геологического времени от апта до турона имел место континентальный рифтогенез в условиях растяжения в субширотном направлении Центрально-Арктической части литосферы Арктиды, что привело к формированию системы поднятий – хребтов Ломоносова, Альфа и Менделеева, а также котловин Макарова и Подводников. Впадина Макарова была ограничена с запада и востока разнонаправленными сдвигами [17, 20].

Предполагается, что впадина Макарова сформировалась при континентальном растяжении, а не океаническом спрединге, а фланги хребтов Альфа и Ломоносова вероятно были частями единого континентального блока [5]. Рифтогенез сопровождался внутриплитным магматизмом, расширившим свой ареал от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа до поднятия Альфа и севера Канадской котловины. На данном этапе центральный фрагмент Арктиды сохранил свою целостность и тектоническую связь с континентальными окраинами Евразии и Северной Америки [17]. Основная фаза раскрытия Канадской впадины Американо-Евразийского бассейна приходится на вторую половину раннемеловой эпохи с готерива до альба – сеномана [22].

С раннего кайнозоя (56 млн. лет, хрона 25) началось формирование Евразийского бассейна, который представляет собой продолжение океанической коры Атлантики в Арктику, а хребет Ломоносова является частью внешнего континентально шельфа Карского и Баренцева морей [21, 23]. В результате медленного спрединга в хребте Гаккеля, сформированный ранее хребет Ломоносова вместе с центральным фрагментом континента Арктида, вошедшие в состав образовавшейся в мелу Американо-Евразийской субплиты, отодвинулся от Баренцево-Карской окраины в направлении Аляски [17].

Движение центрального фрагмента Арктиды вместе с включенными в него поднятиями Ломоносова и Альфа-Менделеева и котловинами Макарова и Подводников осуществлялось по системам трансформных разломов, в частности, вдоль Шпицбергенско – Северо-Гренландско – Канадской системы разломов со стороны Северо-Американской окраины и Хатангско-Ломоносовской системы разломов со стороны Евразийской окраины. При этом, движения по сдвигам не приводили к отрыву каких-либо блоков от окраин Евразии и Северной Америки, сохраняя тектоническую связь между ними [17].

Обсуждение результатов

Несмотря на существующие лакуны в знаниях, концепция палеозойской и мезозойско-кайнозойской эволюции континента Арктида представляется наиболее перспективной. Примечательно, что на разных этапах деструкции этой континентальной массы предполагается значительная роль сдвиговых процессов [17, 24, 25 и др.]. Не исключено, что часть этих процессов была предопределена более древним – неопротерозойским этапом деструкции некогда единого Евро-Американского кратона.

В последние годы на основе обобщения комплекса геолого-геофизических данных установлено широкое, если не доминирующее, влияние крупномасштабных внутрикоровых сдвигов на тектонику древнего кратона уже в неопротерозое [26, 27, 28]. Так, крупнейшие диссипационные структуры цоколя Восточно-Европейской платформы – Среднерусский авлакоген и Беломорско-Пинежские грабены – рассмотрены в качестве композитной тектонической системы (тектонопары) [28]. В системе установлено широкое

развитие внутрикоровых срывов, которые способствовали значительному утонению континентальной коры без её существенного растяжения. Такой механизм, описанный Брайаном Вернике как простой сдвиг, хотя и может сопровождаться проявлением магматической активности, но не связан с обязательным формированием океанической коры.

Предположительно, тектонопара входила в состав неопротерозойской геодинамической системы Евро-Американского кратона. Крупномасштабные сдвиговые процессы в этой системе дали старт долговременному и многоэтапному распаду единого массива континентальной коры. Анализ структурного плана Среднерусско-Беломорской тектонопары позволил подойти к реконструкции неопротерозойской диссипационной системы Евро-Американского кратона. Проецирование осей Беломорско-Пинежских прогибов и нормалей к касательным относительно серповидного Среднерусского авлакогена и Полоцко-Курземского пояса разломов позволило получить общую точку схода с координатами около 68° с.ш. и 25° в.д. Эту точку можно условно рассматривать как мгновенный полюс вращения для Среднерусско-Беломорской тектонопары (определение действительного полюса Эйлера требует специальных расчётов). Приняв геометрическую точку схода за центр окружности, можно по периметру последней наметить объекты, которые потенциально могли участвовать в строении надрегиональной геодинамической системы. Областью наибольшего интереса представляется территория (поисковая полоса), ограниченная радиусами около 1200 и 1500 км, принятыми исходя из наблюдаемых поперечных размеров Среднерусского авлакогена. В пределах полосы искомые неопротерозойские части геодинамической системы могут быть расположены на территориях Западной Европы, континентальной Норвегии, Шпицбергена и Тимана. Реконструкция относительного положения частей древнего Евро-Американского кратона выполнена на палинпастической основе методом последовательного «закрытия» магнитных аномалий на карте полного вектора аномального магнитного поля и согласуется с построениями [29, 30]. Палинпастическое возвращение Гренландии и о. Элсмир на место их нахождения в позднерифейское время приводит эти территории на пересечение с контуром поисковой полосы. Анализ публикаций о строении этих территорий показал непротиворечивость рабочей модели имеющимся геологическим данным. Так, на территории Западной Европы в пределах поисковой полосы выделяется тектонический пояс, который протягивается на расстояние около 500 км в направлении с северо-запада на юго-восток от восточного побережья Южной Швеции через северную часть острова Эланд и полностью включает о. Готланд. На восточном берегу Балтийского моря он проходит южнее Рижского плутона рапакиви и попадает в область западной части Полоцко-Курземского пояса, который интерпретируется как неопротерозойский рифт или реликт древней континентальной окраины [31, 32].

На территории Гренландии в пределах поисковой полосы особого внимания заслуживает район залива Диско где установлен комплекс Эгедесминне, сложенный пластически деформированными мигматитовыми гнейсами с прослоями и будинами амфиболитов. В этом же районе обнаружены красноцветные псефиты относимые к песчаникам формации Игалико, которые накопились в ходе гардарского (около 1 млрд. л) тектонического этапа. По возрасту и составу бластомилониты Эгедесминне соответствуют породам фундамента Среднерусско-Беломорской провинции, а красноцветные псефиты – грубозернистым породами красноцветной толщи молоковской серии [28]. Имеющиеся геологические данные по районам мыса Йорк, Земли Инглфилда (Гренландия), а также восточной части о. Элсмир свидетельствуют о том, что в пределах и вдоль ближайшей периферии

поисковой полосы в неопротерозое существовали обстановки хрупкого растяжения по зонам бластомилонитов, геодинамически сходные с таковыми в Среднерусско-Беломорской провинции.

Широко проявленные процессы крупномасштабного расслоения континентальной коры Евро-Американского кратона, влияние сдвиговых механизмов на деструкцию континента Арктида приводит к закономерному вопросу о развитии этих процессов во времени по мере нарастания масштабов утонения и растяжения земной коры. Процессы растяжения на важнейшем этапе развития тектоники арктического региона в палеозойско-мезозойское время прослежены нами в районах проявления траппового вулканизма. Впервые поставлена задача выявления возможной связи пермо-триасового – раннетриасового внутриплитного магматизма Анюйско-Чукотской складчатой системы с активностью Сибирского плюма, а также возможной пространственно-временной преемственности плюмового юрско-мелового магматизма Земли Франца-Иосифа.

В задачу полевых работ на Земле Франца-Иосифа (ЗФИ) входила оценка пространственного взаимоотношения раннеюрских базальтоидов с ареалом распространения вулканитов позднеюрско-раннемелового возраста, а также поиск геохимической зональности состава дайковых комплексов по площади архипелага. Представительный разрез позднеюрско-раннемелового вулканогенного комплекса был изучен на мысе Флора, о. Нортбрук, где обнажается серия из семи базальтовых покровов базальтов, как правило, со столбчатой отдельностью, общей мощностью 125 м (Рис. 1).



Рис. 1. Схема изученности архипелага Земля Франца-Иосифа. Серым цветом выделены острова архипелага, на которых проводились полевые работы 2006-2013 гг. Оранжевые квадраты – места проведения полевых работ 2014 года. Пунктирные линии – раннемеловые дайковые комплексы: красные - изученные в период 2006-2013 г., синие – изученные в 2014 г., черные – не изученные.

На мысе Тегетгофф, о. Галля изучены две телескопированные дайки СЗ простирания (аз. 320°), одна из которых, мощностью 27-30 м и слагает мыс Тегетгофф. Вторая, более мощная (до 40 м.), протягивается вдоль побережья мыса на расстояние нескольких км.

Признаков комплекса "дайка в дайке" не установлено. На о. Грэм-Белл изучены три крайние северо-восточные долеритовые дайки, преобладающего для архипелага северо-западного простирания (см. рис. 1), видимой мощностью 10-15 м каждая.

Сравнительная оценка вещественных параметров юрско-мелового плюмового магматизма ЗФИ и пермо-триасового Сибирской платформы показала их сходство, но не тождественность. Различие заключается не только в значительно более широких вариациях составов вулканитов (от пикритов до риолитов) в пределах СП, но и в хронологическом порядке формирования наиболее распространенных в обоих плюмах толеитовых и субщелочных базальтов. Если нижние части разрезов траппов СП формируют, как правило, субщелочные базальты, относимые к рифтогенному этапу магматической активности [33], а верхнюю – низкокалиевые толеиты (покровный этап), то на ЗФИ картина обратная. Собственно платобазальтовые низкокалиевые толеиты проявились на ЗФИ на ранней стадии развития плюма, в течение достаточно ограниченного (196,5-189,1 млн. л, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование) промежутка времени, а субщелочные толеиты – на заключительной, в интервале 145,5-125,2 млн. л (Рис. 2).

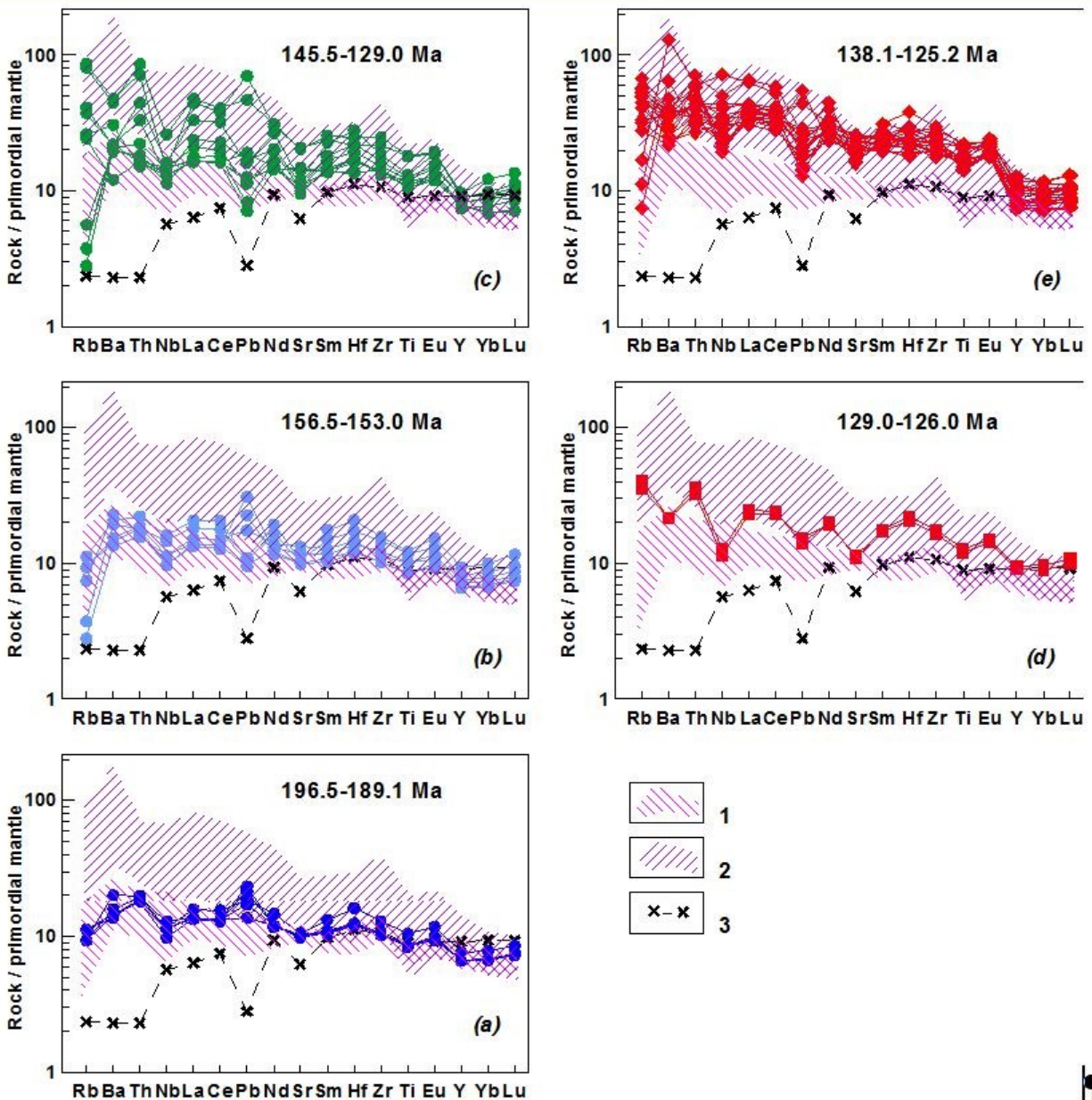


Рис. 2. Спайдер-диаграммы юрско-раннемеловых вулканогенных комплексов ЗФИ. а-с – покровы, d – силлы, е – дайки. Нормализация по [33]. Поля базальтоидов траппов СП по данным скважины СГ-32 [34]: 1 – покровного и 2 – рифтогенного этапов [35], 3 – N-MORB [33].

Совокупность полученных данных свидетельствует об отсутствии прямой пространственно-временной преемственности плюмового магматизма ЗФИ от СП. Также сомнительным представляется существование так называемого Исландского плюма, который мигрировал в течение мезозоя-кайнозоя по сложной траектории от Сибирской платформы до Британских островов [36, 37], проследовав транзитом в юрско-раннемеловое время от ЗФИ по направлению к архипелагу Свальбард. В этом случае следовало бы ожидать по крайней мере равноценную магматическую активность в

пределах архипелагов Земли Короля Карла и Свальбарда. Между тем, наиболее мощные и представительные разрезy юрско-меловых вулканитов известны только на ЗФИ, а к западу и юго-западу от него фиксируется отчетливое затухание магматической деятельности. Более вероятным представляется существование самостоятельного Баренцевоморско-Амеразийского суперплюма, составной частью которого являются платобазальты ЗФИ [38].

В пределах Аньюско-Чукотской складчатой системы габброиды слагают силлы и дайки среди пермо-триасовых – нижнетриасовых терригенных отложений континентального шельфа и склона [39, 40, 41]. Породы распространены на территории Чукотского полуострова, в окрестностях мыса Беллигса и мыса Шмидта и на западной Чукотке (Раучанское, Малоаньюское и Алярмаутское поднятия). Ранее проведенные исследования габброидов Чукотского полуострова показали, что они представлены габбро, Fe-Ti габбро, их кварцевыми разновидностями и кварцевыми диоритами. U-Pb TIMS возраст магматических цирконов габбро составляет 252 ± 4 млн. лет, интерпретируется как время кристаллизации пород [42] и совпадает с U-Pb SHRIMP датировками магматических цирконов трапповых лав крупной магматической провинции Сибири [43, 44]. Габброиды Чукотского полуострова однородны по валовому геохимическому составу и изотопному составу рубидия-стронция и самария-неодима. Кристаллизация пород *in situ* в отдельных силлах и дайках происходила в сходных P-T-fO₂ условиях из порций умеренно-К базальтовых и высоко-К андезибазальтовых расплавов, дифференцированных в различной степени и контаминированных коровым материалом. По геохимии и изотопному составу рубидия-стронция и самария-неодима изученные габброиды близки к трапповым базальтам крупной магматической провинции Сибири (Рис. 3), но отличаются от них более высокой степенью фракционирования.

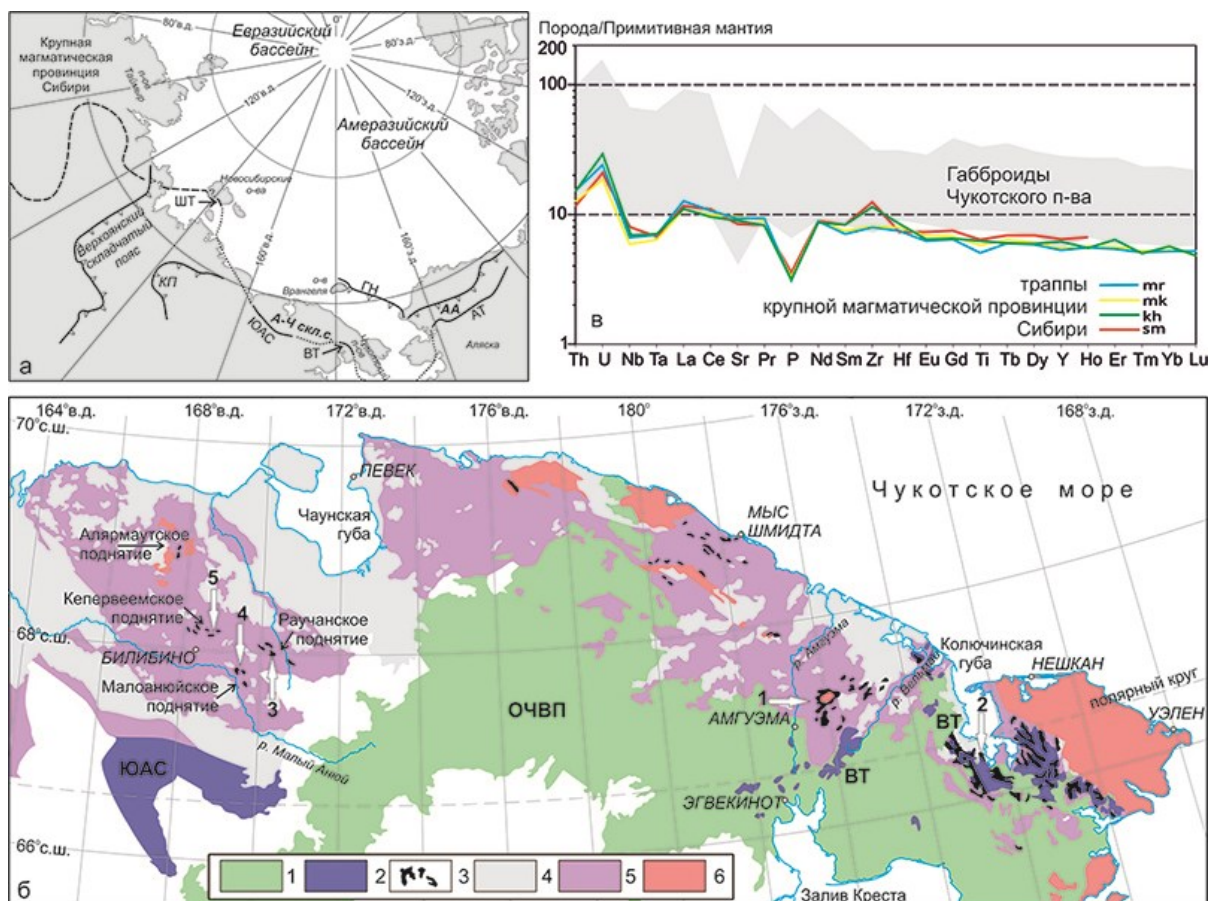


Рис. 3. Объекты исследования и их положение среди структур Арктического региона.

а) Положение Аноийско-Чукотской складчатой системы (А-Ч скл. с.) среди структур Арктического региона. Схема по (Miller et al., 2006) с изменениями и дополнениями. Северным ограничением Аноийско-Чукотской складчатой системы является надвиг Геральда или Врангеля-Геральда, ГН; южным – террейн Шалаурова, ШТ, Южно-Аноийская сутура, ЮАС и Вельмайский террейн, ВТ. Южная граница на значительной территории перекрыта отложениями Охотско-Чукотского вулканического пояса. Прочие сокращения: АА – Арктическая Аляска, КП – Колымская петля.

б) Области распространения пермо-триасовых габброидов и вмещающих их пермо-триасовых – нижнетриасовых терригенных отложений в пределах Аноийско-Чукотской складчатой системы с указанием местоположения изученных районов (1 - водораздел бассейнов рек Амгуэма и Вельмай, 2 – окрестности Колючинской губы) и районов планируемых исследований (3 – Раучанское поднятие, 4 – Малоанюйское поднятие, 5 – Кеппереевское поднятие). Схема составлена с использованием материалов геологической карты масштаба 1:2500000 (Наливкин, 1983) и схемы из работы (Тынанкергав, Бычков, 1987). Условные обозначения: 1 – Охотско-Чукотский вулканический пояс, ОЧВП (107-77 млн. лет (Акинин, Миллер, 2011; Tikhomirov et al., 2012); 2 – Южно-Аноийская сутура, ЮАС и Вельмайский террейн, ВТ; 3-6 – Аноийско-Чукотская складчатая система: 3 – габброиды перми-триаса – раннего триаса, 4 – вулканогенно-терригенные отложения (юра-ранний мел), прорванные интрузиями гранитов (мел), 5 – терригенные отложения шельфа и континентального склона (пермь-триас – нижний триас), 6 – кристаллический фундамент (неопротерозой) и перекрывающие его платформенные отложения (карбон-девон).

в) Сопоставление спектров распределения редких и рассеянных элементов в пермо-триасовых габброидах Чукотского полуострова, участки 1 и 2 на рис. 1б (данные из работ 24) и пермо-триасовых базальтах трапповой/платформенной стадии становления крупной магматической провинции Сибири (данные из работы [46]). Содержания элементов нормированы на содержания элементов в примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

Имеющиеся данные, однако, недостаточны для отнесения в перми-триасе – раннем триасе территории Анюйско-Чукотской складчатой системы к крупной магматической провинции Сибири. Для последней установлена последовательная смена субщелочных пикритов и базальтов рифтогенной стадии толеитовыми базальтами трапповой или платформенной стадии [35, 45, 46] и проявления щелочного магматизма [47-49] на заключительной стадии ее формирования. До настоящего времени аналоги лав и интрузивных пород ранней и поздней стадий в пределах Анюйско-Чукотской складчатой системы не установлены, что может быть связано как с локальной изученностью территории, так и с их отсутствием. Для выявления возможной связи пермо-триасового – раннетриасового внутриплитного магматизма Анюйско-Чукотской складчатой системы с магматизмом крупной магматической провинции Сибири необходимо детальное петролого-геохимическое и изотопно-геохронологическое исследование габброидов западных регионов Анюйско-Чукотской складчатой системы, сравнительный анализ данных по западной и восточной Чукотке, а также сопоставление оригинальных данных с литературными по породам крупной магматической провинции Сибири.

Заключение

Анализ главных структур региона и систематизация опубликованных данных отражают крайнюю сложность строения Арктического региона. Сопоставление механизмов формирования литосферы и осадочных бассейнов Арктического региона позволило сделать предварительный вывод о важной, если не доминирующей, роли крупномасштабных сдвиговых процессов на разных этапах его развития, начиная с неопротерозоя.

Широко проявленные процессы крупномасштабного расслоения континентальной коры Евро-Американского кратона, влияние сдвиговых механизмов на деструкцию континента Арктида определили внимание к развитию этих процессов во времени по мере нарастания масштабов утонения и растяжения земной коры.

В этой связи чрезвычайно важным является сравнительный анализ вещественного состава и структурного положения дайковых комплексов траппов на Чукотском полуострове и островах архипелага Земли Франца-Иосифа. Эти исследования направлены на решение проблемы возможной связи пермо-триасового – раннетриасового магматизма Анюйско-Чукотской складчатой системы с активностью Сибирского плюма, а также возможной пространственно-временной преемственности юрско-мелового магматизма Земли Франца-Иосифа. Предварительные результаты этих исследований показали внутриплитную природу, сходство, но не идентичность траппового магматизма на ранних этапах развития Арктического региона.

1. W. Jokat, E. Weigelt, Y. Kristoffersen, T. Rasmussen, T. Schone. *Geophys. J. Int.*, 1995, **122**, 378-392.
2. J.R. Cochran, M.H., Edwards, B.J. Coakley. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, **7**, 1-26.

3. W. Jokat, G. Uenzelmann-Neben, Y. Kristoffersen, T. Rasmussen. *Geology*, 1992, **20**, 887-890.
4. J. Backman, M. Jakobsson, M. Frank, F. Sangiorini. et al. *Paleoceanography*, 2008, **23**, 1-15.
5. J.F. Sweeney, J.R. Weber, S.M. Blasco. *Tectonophysics*, 1982, **89**, 217-237.
6. W. Jokat. *Geophys. J. Int.*, 2005, **163**, 698-726.
7. В.А. Поселов, Г.П. Аветисов, В.В. Буценко, С.М. Жолондз, В.Д. Каминский, С.П. Павлов. *Геология и геофизика*, 2012, **53**, 1662-1680.
8. П.В. Рекант, Е.А. Гусев. *Геология и геофизика*, 2012, **53**, 1497-1512.
9. H.R. Jackson, D.A. Forsyth, G.L. Johnson. *Marine Geology*, 1986, **73**, 237-261.
10. L.A. Lawver, A. Grantz, L.M. Gahagan. *Special Paper Geol. Soc. Am.*, 2002, **360**, 333-358.
11. V. Bruvoll, Y. Kristoffersen, B.J. Coakley, J.R. Hopper. *Mar Geophys Res*, 2010, **31**, 149-171.
12. V. Bruvoll, Y. Kristoffersen, B.J. Coakley, J.R. Hopper et al. *Tectonophysics*, 2012, **514-517**, 123-145.
13. А.Ф. Морозов, О.В. Петров, С.П. Шокальский, С.Н. Кашубин и др. *Региональная геология и металлогения*, 2013, **53**, 35-55.
14. Е.А. Гусев, Р.В. Лукашенко, А.О. Попко, П.В. Рекант и др. *Доклады Академии Наук*, 2014, **455**, 184-188.
15. N.N. Lebedeva-Ivanova, Y.Y. Zamansky, A.E. Langinen, M.Y. Sorokin. *Geophys J Int.*, 2006, **165**, 527-544.
16. E.L. Miller, J. Toro, G. Gehrels, J.M. Amato et al. *Tectonics*, 2006, **25**, 1-19.
17. Н.П. Лаверов, Л.И. Лобковский, М.В. Кононов, Н.Л. Добрецов и др. *Геотектоника*, 2013, **1**, 3-35.
18. Л.И. Лобковский, В.Е. Вержбицкий, М.В. Кононов, А.А. Шрейдер и др. *Арктика. Экология и экономика*, 2011, **1**, 104-115.
19. D. Dove, B. Coakley, J. Hopper, Y. Kristoffersen. *Geophys. J. Int.*, 2010, **183**, 481-502.
20. Н.А. Богданов. *Геотектоника*, 2004, **3**, 13-30.
21. A. Døssing, H.R. Jackson, J. Matzka, I. Einarsson et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, **363**, 219-230.
22. Э.В. Шипилов. *Геотектоника*, 2008, **2**, 32-54.
23. В.С. Heezen, M. Ewing. *Geology of the Arctic. Univ. Toronto Press, Toronto, Ont.*, 1961, 622-642.
24. В.А. Верниковский, Н.Л. Добрецов, В.Д. Каминский, и др. Л.И. Лобковский, Э.В. Шипилов. *Архангельск, Екатеринбург*, 2010, 41-58.
25. D.V. Metelkin, V.A. Vernikovsky, A.Yu. Kazansky. *Tectonics. Tech, Rijeka, Croatia*, 2011, 103-136.
26. А.С. Балугев, Н.Б. Кузнецов, Д.С. Зыков. *М.: Paulsen*, 2010, **4**, 252-292.
27. Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. *М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС*, 2010, **1**, 1-408.
28. Чамов Н.П. *М.: 11-й Формат*, 2013, 1-48.
29. E.C. Bullard, J.E. Everett, A.G. Smith *R. Soc. London Philos Trans.*, 1965, **258**, 41-51.
30. Mosar J., Eide E.A., Osmundsen P.T. et al. *Norwegian J. Geol.*, 2002, **82**, 281-298.
31. А.А. Ostrovsky *Izvestiya Physics of the Solid Earth*, 1998, **34** (6), 429-435.
32. Р.Г. Гарецкий, Г.И. Каратаев, М.А. Нагорный. *Геол., поиски и освоение полезн. ископ. Беларуси. Минск: БЕЛГЕО*, 2007, **2**, 156-174.
33. A.W. Hofmann. *Earth Planet. Sci. Lett*, 1988, **90**(3), 297-314.

34. J.L. Wooden, G.K. Czamanske, V.A. Fedorenko, et al. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1993, **57**(15), 3677-3704.
35. А.И. Альмухамедов, А.Я. Медведев, Н.П. Кирда. *Геология и геофизика*, 1999, **40**(11), 1575-1578.
36. Г.С. Харин. *Петрология*, 2000, **8**(2), 115-130.
37. Е.А. Чернышева, Г.С. Харин, Н.М. Столбов. *Петрология*, 2005, **13**(3), 319-336.
38. Э.В. Шипилов, Ю.В. Карякин, Г.Г. Матишов. *ДАН*, 2009, **426**(3), 369-372.
39. М.И. Тучкова, Г.Е. Бондаренко, М.И. Буякайте, Д.И. Головин, И.О. Галускина, Е.В. Покровская. *Геотектоника*, 2007а, **5**, 76-96.
40. М.И. Тучкова, О.Л. Морозов, С.М. Катков. *Литол. и полезн. ископ.* 2007б, **5**, 486-502.
41. Ю.М. Бычков. *Магадан: СВНЦ ДВО РАН*, 1994, 1-53.
42. G.V. Ledneva, V.L. Pease, S.D. Sokolov. *Journal of Asian Earth Science*, 2011, **40**, 737-745.
43. S.L. Kamo, G.K. Czamanske, T.E. Krogh. *Geochemica and Cosmochemica Acta*, 1996, **60**(18), 3505-3511.
44. S.L. Kamo, G.K. Czamanske, Yu. Amelin, V.A. Fedorenko, D.W. Davis, V.R. Trofimov. *Earth Planet. Sci. Let.*, 2003, **214**, 75-91.
45. А.И. Альмухамедов, А.Я. Медведев, В.В. Золотухин. *Петрология*, 2004, **12**(4), 339-353.
46. Н.А. Криволуцкая. *Москва, Изд. КМК*, 2014, 1-325.
47. N. Arndt, C. Chauvel, G. Czamanske, V. Fedorenko. *Contrib. Miner. Petrol.*, 1998, **133**, 297-313.
48. I.D. Ryabchikov, T. Ntaflos, A. Büchl, I.P. Solovova. *Geochemistry International*, 2001, **39**, 415-431.
49. I.D. Ryabchikov, I.P. Solovova, T. Ntaflos, A. Büchl, P.I. Tikhonenkov. *Geochemistry International*, 2001, **39**, 432-446.