

СТРОЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ АМУРСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

Гордиенко И. В., Метелкин Д. В., Ветлужских Л. И.

Аннотация

В статье даны новые представления о геологическом строении и геодинамической эволюции Монголо-Охотского складчатого пояса. Рассмотрены проблемы, связанные с выделением и обоснованием существования Амурского составного микроконтинента (супертеррейна Амурия). В связи с этим приводятся полученные в последние годы материалы о геологическом строении, составе, возрасте и палеомагнетизме неопротерозойско-палеозойских комплексов одного из главных элементов Амурии – Аргунского террейна и смежных структур Забайкалья и Монголии. В том числе, уточнен возраст ряда докембрийских и палеозойских стратифицированных и магматических подразделений. Показано отсутствие древнего, архейско-палеопротерозойского кристаллического основания. С использованием авторских палеомагнитных и палеонтологических данным обосновано экваториальное положение Аргунского террейна в интервале 560-525 млн лет назад в непосредственной близости от Сибири. Результаты исследования и анализ существующих геологических данных доказывают по территории Аргунского террейна и смежных структур Забайкалья и юго-востока Азии вполне определенно указывают на ошибочность представлений о существовании Амурского составного микроконтинента как единого тектонического элемента, коллизия которого обусловила формирование складчатых структур Монголо-Охотского пояса. Полученный вывод имеет принципиальное значение для реконструкции геодинамической эволюции восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса в неопротерозое, палеозое и мезозое.

Ключевые слова:

Монголо-Охотский пояс, Амурский микроконтинент, Аргунский террейн, Сибирский палеоконтинент, неопротерозой, венд, ранний кембрий, палеомагнетизм, осадочные бассейны, палеотектонические реконструкции.

СТРОЕНИЕ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ПРОБЛЕМА ВЫДЕЛЕНИЯ АМУРСКОГО МИКРОКОНТИНЕНТА

И.В. Гордиенко¹, Д.В. Метелкин^{2,3}, Л.И. Ветлужских¹

¹Геологический институт СО РАН, 670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, ба, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, д.2,
Россия;

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. академика Коптюга, 3, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый или орогенный пояс (МОСП), выделен академиком А.Е. Ферсманом в 1926 году, протягивается на расстояние свыше 3000 км в виде непрерывной полосы мозаичных структур от Центральной Монголии через Забайкалье, Восточную Монголию и Приамурье до Охотского моря. Существует несколько значимо различных схем тектонического районирования этой территории [Кузьмин, Филиппова, 1979; Зоненшайн и др., 1990; Sengör et al., 1993; Беличенко и др., 1994; Gordienko, 1994, 1996, 2001; Парфенов и др., 1996, 1999, 2003; Зорин и др., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999]. Однако большинство исследователей сходятся во мнении, что МОСП отвечает сложному коллажу разновозрастных террейнов различной геодинамической природы. Он наращивает аналогичные по строению палеозойские образования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) к северо-востоку, где не менее тесно связан с мезозойско-кайнозойскими орогеническими структурами западно-тихоокеанской окраины (Сихотэ-Алинский пояс и др.).

Значительную часть МОСП или его юго-западного обрамления обычно отождествляют с Амурским микроконтинентом, который впервые был выделен на глобальных ордовик-силурийских и затем девонско-каменноугольных реконструкциях Л.П. Зоненшайном с соавторами [Зоненшайн, Городницкий, 1977; Зоненшайн и др., 1987]. В состав Амурского микроконтинента, а в последствие супертеррейна Амурия, были включены Центрально-Монгольский, Аргунский, Хингано-Буреинский и смежные массивы с предположительно раннедокембрийским кристаллическим фундаментом, которые вплоть до конца перми имели изолированную от Сибири тектоническую историю [Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 2003; Golonka et al., 2006]. В рамках первых тектонических построений предполагалось, что Амурия, как единый супертеррейн,

собранный из древнейших обломков сформировалась в кембрии или даже раньше [Зоненшайн и др., 1990]. При этом учитывая широкое развитие карбонатных пород предполагалась его возможная связь с Северо-Китайским или Тувино-Монгольским континентами, которые располагались на значительном расстоянии от Сибири. Тем не менее, из-за недостатка обоснованных данных на раннепалеозойских реконструкциях составные элементы Амурии, как правило, не изображены [Зоненшайн и др., 1990]. На тех же позднепалеозойских реконструкциях Центрально-Монгольский, включая Аргунский, и Хингано-Буреинский массивы уже вынесены как самостоятельные микроконтиненты, которые наряду с Казахстанским формируют крупные поднятия внутри Палеоазиатского океана (ПАО) между континентальными окраинами Сибири и Северного Китая [Зоненшайн и др., 1990]. Как предполагалось, в результате постепенного сближения микроконтинентов с Сибирью и их столкновения с островными дугами Южной Монголии был сформирован крупный аккреционный пояс, охватывающий герцинские структуры Горного Алтая, Байдаригский и Центрально-Монгольский террейны Монголии, Аргунский массив Забайкалья и смежные с ним Гонжинский, Мамынский, а также Хингано-Буреинский массивы современной Юго-Восточной окраины Азии. Именно этот тектонический элемент в итоге был обозначен Л.П. Зоненшайном с соавторами [1990] как Амурский составной микроконтинент или супертеррейн.

В справедливости таких построений сомневались В.Е. Хаин и К.Б. Сеславинский [1991]. Они указывали, что предложенное: "...расположение континентальных блоков Амурии, неудачно, так как по геологическим данным в конце карбона, он составлял одно целое с южной Сибирью...". Соответственно единой независимой тектонической единицы в виде Амурского микроконтинента, возможно, не существовало ни в позднем докембрии, ни в палеозое [Хаин, Сеславинский, 1991]. Тем не менее на реконструкциях для позднего палеозоя, вслед за Л.П. Зоненшайном с соавторами, Амурию стали показывать в виде удаленного от окраины Сибири гигантского острова или полуострова, который глубоко вдается в океан и отгораживает значительный по размерам бассейн. Этот бассейн в итоге и получил название – Монголо-Охотский океан (МОО) [Парфенов и др., 2003; Golonka et al., 2006]. Его закрытие в течении позднего палеозоя и мезозоя традиционно предполагается за счет сближения структур Амурии с Сибирским кратоном, включая находящиеся в обрамлении каледонские и герцинские структуры Западного Забайкалья и Северной Монголии [Зоненшайн и др., 1990; Gordienko, 1994, 1996; 2001; Парфенов и др., 1996, 1999, 2003; Kravchinsky et al., 2002; Wilhem et al., 2012; Yang et al., 2015; Torsvik, Cocks, 2017]. Считалось, что результатом их столкновения стало формирование узкой полосы орогенических структур в складчатом обрамлении юга Северо-Азиатского (Сибирского)

кратона, которую было принято обозначать как МОСП (рис. 1). Описанная модель получила широкое распространение и на большинстве существующих тектонических схем Амурский супертеррейн (Амурия) объединяет огромную территорию Северной, Центральной и Восточной Монголии, Российского Приамурья и Северного Китая, а МОСП лишь незначительную по ширине часть аккреционных структур в составе Хэнтэй-Даурского, Тукуруингра-Джагдинского, Ланского и некоторых других террейнов [Khanchuk et al., 2015].

Однако, имеются и другие представления о времени формирования и режиме эволюции МОО. Например, его раскрытие связывают с задуговым или внутриконтинентальным (типа Красного моря) спредингом на раннем этапе эволюции Сибирской континентальной окраины ПАО [Badarch et al., 2002; Bussien et al., 2011; Ruppen et al., 2014; Torsvik, Cocks, 2017]. В рамках этой модели МОСП можно рассматривать как орогеническую структуру, сформированную на месте и в результате эволюции самостоятельной Монголо-Охотской котловины Палеоазиатского океана, которая начала свое развитие в раннем палеозое, а, возможно, и раньше. Это просто объясняет находки фрагментов океанической коры ордовикского и силурийско-девонского возрастов во многих местах Центральной, Северной Монголии и Центрального, Восточного Забайкалья. Офиолитовые фрагменты вскрываются в приразломных зонах, среди складчато-покровных структур, включающих осадочно-метаморфические блоки неопротерозоя и вулканогенно-осадочные комплексы палеозойского возраста.

Механизмы трансформации предполагаемой позднедокембрийско-раннепалеозойской Монголо-Охотской котловины и континентальной окраины Сибири и время формирования МОСП также могут отличаться от традиционного представления. Геологические данные по территории Забайкалья уверенно указывают лишь на то, что закрытие океана началось в конце карбона – начале перми в Хангае, с середины юры – в Забайкалье и постепенно продвигаясь на восток, завершилось в Приморье только в раннем мелу [Гордиенко, Кузьмин, 1999; Парфенов и др., 1999; Zorin, 1999; Tomurtogoo, 2014]. В целом, эту модель поддерживают и палеомагнитные данные, хотя предлагаемые механизмы трансформации океана у разных авторов отличаются [Kravchinsky et al., 2002; Метелкин и др., 2004, 2007; Cogné et al., 2005; Hankard et al., 2005, 2007; Диденко и др., 2010; Metelkin et al., 2010; Torsvik, Cocks, 2017]. Тем не менее тектоническая история МОО от момента предполагаемого зарождения и до начала закрытия в позднем палеозое – мезозое, степень тектонической унаследованности позднедокембрийско-раннепалеозойской и позднепалеозойско-мезозойской котловин, роль и место элементов

предполагаемого Амурского микроконтинента или супертеррейна остаются дискуссионными.

Дополнительные трудности в обосновании той или иной модели вносит расплывчатость реальных тектонических границ. Северная граница МОСП более-менее однозначно может быть сопоставлена с одноименным линеаментом (Монголо-Охотской сутурой), где докембрийско-палеозойские комплексы сибирской континентальной окраины разбиты на блоки разрывными нарушениями глубокого заложения и различной вергентности с образованием протяженных мезозойских рифтогенных впадин. Согласно традиционной модели южнее сутуры должны вплоть до структур Амурии должны преобладать позднепалеозойско-мезозойские преимущественно вулканогенные комплексы отвечающие эволюции океана. Однако в составе аккреционных структур МОСП в его традиционных границах широко представлены мощные позднекембрийские метаморфические, кембрийско-ордовикские терригенно-карбонатные, а также типичные для островодужной обстановки вулканогенно-осадочные комплексы и коллизионные гранитоиды раннего и позднего палеозоя, которые логично сопоставляются с эволюцией Палеоазиатского океана. По существу, они формируют продолжение неопротерозойско-раннепалеозойских аккреционных структур юго-западного обрамления Сибирского кратона, объединяемые в составе ЦАСП. Кроме прочего, южную границу складчатых структур МОСП сложно идентифицировать из-за многократного преобразования территории Южной и Восточной Монголии. В том числе крупное тектоническое событие, связанное с закрытием Солонкерского океана, восстанавливается на раннепермском этапе [Golonka et al., 2006]. Еще более значительные преобразования отвечают юрско-раннемеловой коллизии и последовавшим внутриплитным деформациям после закрытия МОО [Metelkin et al., 2010]. Все это в совокупности практически стерло первичную тектоническую зональность и учитывая неопределенность существующих геодинамических моделей затрудняет районирование обозначенной территории. В том числе ставит под вопрос само существование экзотической Амурии.

Таким образом, в настоящее время наиболее дискуссионными вопросами тектоники юго-восточной Азии является обоснованность выделения Амурского супертеррейна, реконструкция расположения его составных элементов в течение палеозоя, режим и время заложения МОО, а также районирование и обоснование границ тектоно-стратиграфических террейнов, сформировавшихся в его пределах. В настоящей статье для ответа на эти вопросы мы предлагаем результаты обобщения накопившихся собственных и опубликованных геологических, изотопно-геохронологических, биостратиграфических и

палеомагнитных данных, включая оригинальные результаты многолетнего изучения Хангайского, Хэнтэй-Даурского, Улан-Баторского, Агинского и Аргунского террейнов.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Описанные выше варианты тектонического районирования МОСП различаются как в деталях внутреннего строения, так и по положению внешних границ пояса. В рамках нашей интерпретации его складчатые структуры на севере по широкой полосе сближенных левосторонних сдвигов, объединяемых в Монголо-Охотский линеамент, контактирует с выступами фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальским коллажем байкальских, каледонских и герцинских террейнов, причлененных к кратону в течение неопротерозоя и палеозоя (рис. 2). Поскольку отделить области позднепалеозойско-мезозойских деформаций, вызванных закрытием Монголо-Охотского бассейна, от более древних складчато-покровных сооружений на юге Забайкалья и в Монголии не представляется возможным, в состав МОСП мы включаем всю классическую Амурию, а за южную границу предлагаем принять Главный Монгольский линеамент, по которому ее структуры спаяны с каледонскими и герцинскими сооружениями Южной Монголии, обрамляющими Северо-Китайский кратон (рис. 2).

В составе обозначенной территории МОСП мы различаем крупные тектонические элементы, сложенные структурно-вещественными комплексами различной геодинамической природы. В классическом террейновом анализе они в определенной степени могут соответствовать тектоно-стратиграфическим террейнам двух типов: террейны А-типа или террейны аккреционного клина, сложенные в основном турбидитами, и В-типа – террейны аккреционного клина, сложенные в основном океаническими комплексами. Однако необходимо учесть, что принятая интерпретация очень упрощенная. Выделенные нами тектонические единицы по составу и генезису слагающих их комплексов значительно более сложные и разнообразные. Фактически они объединяют несколько более мелких террейнов (субтеррейнов) и каждый из них может быть рассмотрен как составной террейн или самостоятельная складчатая система. Как правило, они образуют вытянутые на сотни километров разновозрастные «лентовидные» структуры северо-восточного простирания, ограниченные системами разломов различных генетических типов.

Исходя из многолетнего опыта наших работ в основном в центральной части МОСП на территории Монголии и Забайкалья, а также ввиду того, что значительная часть изученных террейнов находится на территории Монголии, мы придерживаемся названий террейнов, данных в работах [Badarch et al., 2002; Tomurtogoo, 2014; Bulgatov, Gordienko,

2014]. В соответствие с этим в западной части МОСП, которая является главным объектом настоящего исследования, с запада на восток выделены Хангайский, Центрально-Монгольский, Хэнтэй-Даурский, Агинский и Аргунский террейны. Основные черты их геологического строения представлены ниже (рис.3).

Хангайский террейн расположен в Центральной Монголии на западном окончании МОСП. Предполагается, что в его основании присутствуют блоки неопротерозойско – раннекембрийской океанической коры, выходы которых прослеживаются к северо-востоку на территории соседних Центрально-Монгольского и Хэнтэй-Даурского террейнов [Вознесенская, 1995]. Наиболее древними из известных в самом Хангайском террейне являются венд-раннекембрийская баян-хонгорская серия, сложенная преимущественно островодужными вулканическими породами в ассоциации с гемипелагическими осадками, которые к окраинам сменяются мелководными шельфовыми отложениями, включая рифогенные постройки с остатками археоциат. Разрез надстраивает кембро-ордовикская дзагинская серия флишевого строения, включающая богатый набор средне-позднеордовикских брахиопод. Выше с перерывом залегает мощная (около 10 км) девонско-каменноугольная хангайская серия, которая и определяет строение всего террейна. Она возникла на месте длительно формировавшихся прогибов с преимущественно турбидитовым режимом седиментации. Источниками сноса терригенного материала служили окружающие каледонские поднятия, вблизи которых формировались мелководные отложения с морской фауной брахиопод, криноидей, кораллов. Все эти отложения прорваны гранитоидами Хангайского батолита внутриплитного типа верхнего палеозоя [Филиппова, 1969; Тектоника..., 1974; Вознесенская, 1995; Ярмолюк и др., 2013].

Центрально-Монгольский террейн включает Хархоринское и Тарбагатайское поднятия, сложенные, предположительно, раннедокембрийскими кристаллическими комплексами и крупные фрагменты неопротерозойских метаморфизованных пород, связываемые с Хубсугул-Дархатской и Дзабхан-Орхонской активными континентальными окраинами, опоясывающими с северо-запада Хангайский и Хэнтэй-Даурский террейны. Все эти структуры в конце кембрия были объединены в Центрально-Монгольский микроконтинент и, как предполагается, нарастили каледонскую активную окраину Сибирского континента [Tomurtogoo, 2014; Гордиенко и др., 2017].

Хэнтэй-Даурский террейн является одной из крупных структур, входящей в состав МОСП. В ней тектонически совмещены океанические и надсубдукционные комплексы раннего и среднего палеозоя. Фактически он состоит из трех субтеррейнов, представляющих различные фрагменты Хэнтэй – Даурской активной континентальной

окраины [Dorjsuren et al., 2004, Гордиенко и др., 2012, 2017]. Первый из них, Дзабхан-Орхонский, соответствует, преимущественно, верхнекембрийско-раннеордовикскому аккреционному комплексу. Второй – Харагольский, включает в основном породы офиолитовой ассоциации среднеордовикского возраста. И, наконец, третий – Дзунмод-Ерогольский, соответствует фрагменту девонского надсубдукционного вулканического пояса.

В пределах Харагольского субтерейна нами изучена харинская серия и ассоциирующие с ними магматические тела, интерпретируемые как фрагменты океанической коры ордовикского возраста (рис. 4). В строении серии преобладают пиллоулавы базальтового состава, включающие прослойки и линзы гиалокластитов и кремнистых пород. В верхней части разреза часто присутствуют туфогенно-кварцито-песчано-сланцевый горизонт турбидитного строения. Ассоциирующие с базальтами преимущественно дайковые тела габбро-долеритов представляют комагматичный комплекс. Их общий редкоэлементный состав указывает на формирование в условиях спрединга. Модельный возраст мантийных протолитов $T_{Nd}(DM)$ для габбро-долеритов составляет 1270-1338 млн лет. Абсолютный возраст габбро-долеритов по результатам U-Pb датирования цирконов и баддеелита составляет: 450 ± 5 , 460 ± 4 и 469 ± 8 млн лет (наши неопубликованные данные). В составе туфогенно-кварцито-песчано-сланцевой толщи обнаружены детритовые цирконы, U-Pb возраст которых колеблется от среднего кембрия до позднего архея с пиками на уровне 570 – 600, 870 – 900 и около 1850 млн лет, что указывает на преимущественно Сибирские источники сноса [Kelty et al., 2008]. В качестве “молодых” питающих провинций можно предположить Джидинскую венд-кембрийскую и Сархойскую неопротерозойскую островные дуги, а поставщиками более древних цирконов могут служить гнейсо-граниты Шарыжалгайского, Тувино-Монгольского и Яблоново-Станового массивов [Гордиенко и др., 2012].

Аналогом харинской серии на территории Даурской зоны Центрального Забайкалья могут быть значительно более метаморфизованные турбидитовые отложения Куналейского палеобассейна. В стратотипической местности по р. Куналей и р. Большая представлены двуслюдяные, реже хлорит-серицитовые тонкослоистые, участками плейчатые сланцы и биотит-амфиболовые гнейсы с единичными горизонтами и линзами ортоамфиболитов. Характерными чертами являются четко выраженная сланцеватость, вероятно соответствующая первичной слоистости и выдержанный состав пород. Мы полагаем, что исходными породами этих метаморфитов могла быть ассоциация сходная с харинской, что подтверждает U-Pb возраст цирконов из двух проб метаамфиболитов – 484 ± 2 и 482 ± 2 млн лет, соответственно. В низах разреза закартирована улелейская

гнейсовая толща, считавшаяся палеопротерозойской. Однако определенный нами U-Pb возраст цирконов из амфиболовых плагиогнейсов в устье р. Куналей свидетельствует о их ордовикском возрасте – 490 ± 4 млн лет и также позволяет соотнести с начальной стадией развития Куналейского палеобассейна. Все отложения палеобассейна интенсивно метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма, пронизаны интрузиями раннеордовикских (472 ± 2 млн лет – собственные неопубликованные данные) гранитоидов даурского комплекса.

Агинский террейн сложен преимущественно дискретными по возрасту океанскими комплексами (рис. 5). По имеющимся данным, раскрытие океанического бассейна началось в среднем ордовике и продолжалось с перерывами до конца девона. Фациальные и геохимические особенности изученных базальтов и кремнистых пород указывают на типичную гемипелагическую обстановку их формирования на океанической коре в спрединговой зоне, которую мы отождествляем со срединно-океаническим хребтом Монголо-Охотского океанического бассейна. Агинский террейн разделен нами на две части: Восточно-Забайкальскую и Восточно-Хэнтэйскую (см. рис.2). В Восточно-Забайкальской части выделены Онон-Кулиндинский и Агуца-Кыранский субтеррейны, а в Восточно-Хэнтэйском – Улан-Баторский и Адацагский, которые ранее традиционно рассматривались в составе Аргунской составной части Амурского супертеррейна.

В пределах Онон-Кулиндинского субтеррейна широко распространены metabазальты, объединяемые в составе кулиндинской и ононской свит. Спектры распределения редкоземельных элементов в них, в основном, соответствуют базальтам океанических островов (OIB). Характерны высокие концентрации TiO_2 (2.40-3.86 масс.%), Zr (244 г/т), Nb (54 г/т) и высокие значения La/Yb. Также присутствуют базальты, имеющие слабо дифференцированный спектр PЗЭ, умеренный (1,14-3,37) уровень La/Yb и заметно более низкие концентрации TiO_2 (1,04-2,30 масс.%), Zr (67-190 г/т), Nb (22-63 г/т), что сближает их с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB).

По цирконам из metabазальтов кулиндинской свиты получены конкордантные ордовикско-силурийские возраста от 475 ± 8 до 424 ± 5 млн лет [Булгатов и др., 2010]. Не мало важно проявление глаукофансланцевого метаморфизма, приуроченного к базальтам кулиндинской свиты, с образованием кроссита, что характерно для субдукционной обстановки [Добрецов и др., 1988]. Также важными геодинамическими индикаторами является ордовик-силурийский Цугольский расслоенный габбро-плагиогранитный массив с U-Pb изотопным возрастом 448.2 ± 9.1 и 436 ± 4 млн лет и девонские базальты в составе усть-борзинской свиты с геохимическими характеристиками, присущими нормальным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB) [Руженцев, Некрасов, 2009]. Все эти

события хорошо увязываются с развитием Харагольского срединного океанического бассейна.

В осадочных частях разрезов кулиндинской, ононской и перекрывающих усть-борзинской и чиндантской свит обнаружены разнообразные фаунистические остатки, подтверждающие соответственно ордовик-силурийский и девонский возраст стратонов и их контрастные взаимоотношения, обусловленные тектоническим скупиванием [Попеко и др., 1993; Атлас..., 2002].

Аналогичные metabазальты распространены в пограничной зоне Восточного Забайкалья и Монголии в пределах Агуца-Кыранского субтеррейна. На современных геологических картах их также относят к кулиндинской, ононской или усть-борзинской свитам. Однако геохимические характеристики, в основном, соответствуют N-MORB и E-MORB. Кроме того, здесь значительно шире распространены турбидиты, соответствующие дистальным фациям. Сонахождение метавулканитов совместно с глубоководными осадками позволяет предположить, что metabазальты Агуца-Кыранского бассейна образовались в пределах срединно-океанического хребта. В современном залегании перечисленные породные комплексы, также как в Онон-Кулиндинском субтеррейне, представляют пакет совмещенных тектонических пластин [Медведев и др., 2007].

Восточно-Хэнтэйская часть Агинского террейна представлена Улан-Баторским субтеррейном, который протягивается более чем на 700 км от Южного Хэнтэя до Восточного Забайкалья [Doгjsuren et al., 2004; Гордиенко и др., 2017; Kurilenko, Minina, 2017]. С юго-востока он ограничен Адацагским субтеррейном, а с северо-востока описанным ранее Харагольским субтеррейном. Основанием для выделения Улан-Баторского субтеррейна следует считать девонский аккреционный комплекс, который с перерывом перекрывает турбидитовая формация каменноугольного возраста, объединяемые в хэнтэйскую серию. В составе серии на территории Монголии выделены формации: Сэргэлен – ранний девон, Горхи – средний-поздний девон, Алтановоо – ранний карбон и Оргиоч – конец раннего и поздний карбон (рис. 6).

Представительные разрезы Горхи расположены восточнее города Улан-Батор, в верховьях рек Туул, Тэрэлж и Минж. В составе формации преобладают песчаники, аргиллиты, глинистые и кремнистые сланцы с радиоляриями, также присутствуют мраморизованные известняки. Среди сланцевых горизонтов встречаются линзовидные тела базальтов, долеритов, габбро-долеритов. Возраст пород обосновывается находками девонских криноидей, радиолярий и конодонтов [Kurihara et al., 2009].

Формация Горхи изучалась нами также в местности Шохой Цаган Булаг, по левобережью реки Туул. Здесь вскрывается аккреционный комплекс, в котором присутствует тела олистолитов широкого возрастного диапазона от позднего силура до позднего девона, сложенные пелагическими и гемипелагическими кремнями с базальтами, глинисто-кремнистыми породами, а также известняками, характеризующими мелководные условия осадконакопления. По имеющимся геохимическим данным встреченные в разрезах базальты соответствуют OIB, а, в целом, разрез интерпретируется как фрагмент крупного симаунта [Ruppen et al., 2014].

На юго-восточной окраине Восточно-Хэнтэйской части Агинского океанического бассейна в связи с формированием протяженной зоны субдукции образовались надсубдукционные офиолитовые комплексы силурийско-девонского возраста, слагающие Адацагский субтеррейн (рис. 7). Он состоит из серпентинитового меланжа, кумулятивной и расслоенной габброидной серии, долеритовых даек, кремнистых пород и лав базальтового, андезибазальтового составов [Гордиенко, 2006; Tomurtogoo et al., 2005]. Последние имеют типичный толеитовый тренд дифференциации с увеличением железистости. По уровню содержаний РЗЭ присутствующие базальты и андезибазальты соответствуют толеитам островных дуг. Это подтверждается отчетливыми минимумами по Nb, Ta, Zr, Hf, Ti. Аналогичное распределение состава РЗЭ имеют долериты и габбро-пироксениты, что позволяет объединить их в составе единого островодужного комплекса характерного для энсиматических островных дуг. Силурийско-девонский возраст Адацагских офиолитов определяется налеганием на них широко распространенной в районе терригенной толщи каменноугольного возраста (см. рис. 7). Пегматоидное габбро, по которому был определен среднекаменноугольный возраст офиолитов (325.4 ± 1.1 млн лет) [Tomurtogoo et al., 2005], находится в ксенолите среди мезозойских гранитов и, по нашим данным, не может быть членом офиолитовой ассоциации.

Аргунский террейн сложен рядом тектонических элементов различной геодинамической природы, протягивающихся от верховий р. Керулен Северо-Восточной Монголии (Южное Приаргунье) до бассейна рек Шилка и Аргунь в Восточном Забайкалье (Северное Приаргунье) (рис. 8). В составе большинства из них широко представлены метаморфические породы, возраст которых предполагался раннедокембрийским, что первоначально и послужило главной причиной отнесения всей структуры Аргунского террейна к типу микроконтинентов, составляющих каркас гипотетической Амурии [Зоненшайн и др., 1990]. Однако проведенные нами исследования указывают на несостоятельность этих представлений. К числу наиболее древних образований, которые, как предполагалось, могли составлять кристаллический фундамент микроконтинента,

отнесены редкие выходы глубокометаморфизованных пород досатуйского и ишагинского гнейсово-сланцевых комплексов, а также широко представленный зеленосланцевый комплекс, включающий вулканогенно-терригенные и карбонатно-терригенные борщовочную, газимуровскую, даурскую серии и их аналоги. Собственно ишагинский гранито-гнейсовый купол находится на северо-востоке Северного Приаргуныя (см. рис. 8, 9). Купол формируют гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы, мраморы и амфиболиты, пронизанные неопротерозойскими гранитоидами уртурского (урюмканского) комплекса. В центральной части купола имеются мелкие тела раннемезозойских гранитов шахтаминского комплекса, а на периферии находятся пермские гранитоиды ундинского комплекса. Результаты изотопно-геохимических исследований ишагинских гнейсов указывают на их значительное сходство с гранитоидами уртурского комплекса. Возраст последних по имеющимся U-Pb оценкам соответствует интервалу 808 – 780 млн лет [Голубев и др., 2010].

Выполненные нами Sm-Nd изотопные исследования пород Ишагинского купола показали следующие результаты (табл.). Возраст протолита ишагинских гнейсов $T_{Nd}(DM)$ и $T_{Nd}(DM-2st)$ составляет 1313 и 1413 млн лет, соответственно, при почти нулевом положительном значении $\epsilon_{Nd}(T)$. Близкие Sm-Nd соотношения и модельный возраст имеют протолиты гнейсо-гранитов урюмканского комплекса 1232, 1292 и 1077, 1163 млн лет с положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.2 до +3.7, что указывает на небольшое участие ювенильных источников в их формировании. Интересен тот факт, что модельный возраст протолита среднетриасовых лейкократовых гранитов шахтаминского комплекса, расположенных в центральной части ишагинских куполов, имеют близкий возраст ($T_{Nd}(DM-2st)$ 1215 млн лет), но при отрицательном значении $\epsilon_{Nd}(T) = - 2.2$. Это свидетельствует о формировании исходных расплавов шахтаминских гранитов при плавлении долгоживущего корового источника.

Таким образом, полученные Sm-Nd изотопные данные полностью отрицают архейско-палеопротерозойский модельный возраст формирования континентальной коры Ишагинского купола и вполне уверенно указывают на их мезопротерозойско-неопротерозойский возраст. По нашему мнению, формирование гранито-гнейсовых систем в Северном Приаргуные связано с аккреционными процессами, проявленными в обрамлении Сибирского кратона на ранней стадии развития ПАО.

Неопротерозойские метаморфические породы и гранитоиды Ишагинского купола контактируют по разломам с вендской белетуйской осадочно-вулканогенной толщей, нижнекембрийской быстринской и условно среднекембрийскими ерниченской и алтачинской свитами аргунской серии. Последняя широко распространена по всей

забайкальской части Аргунского террейна. Нами она детально изучалась в пределах Георгиевской площади (см. рис. 9).

Установлено, что нижнекембрийские отложения в составе быстринской свиты и нижней части ерниченской толщи в пределах Георгиевской площади юго-восточной части Аргунского супертеррейна согласно перекрывают белетуйскую свиту и представлены чередованием массивных доломитов, известковистых доломитов, горизонтов песчаников, углисто-глинистых сланцев, слоистых известняков, содержащих небольшие прослои мергелей, алевролитов, кремнистых пород и фосфоритоносных известняков, общей мощностью около 3800 м. Породы содержат различные органические остатки характерные для конца атдабанского – начала ботомского веков [Атлас..., 2002]. Из опробованных слоев быстринской свиты вблизи п. Георгиевка нами собраны и определены трилобиты *Proerbia* sp., различные микрофитоциты групп *Vesicularites*, *Nubecularites*, *Vermiculites* и *Osagia*, столбчатые и желваково-столбчатые строматолиты.

Описанный осадочный комплекс представлял систему связанных между собой прогибов, либо единый окраинноконтинентальный бассейн. При этом выявленные фаунистические комплексы сопоставимы с сибирскими [Метелкин и др., 2013; Gordienko et al., 2018], что противоречит ранним представлениям об удаленном от Сибири расположении Аргунского осадочного бассейна и его связи с южными блоками Гондванского типа. Это, вполне однозначно подтверждается на основе сходства координат палеомагнитных полюсов Сибири и Северного Приаргуны уже с рубежа ~ 560 млн лет назад. Более того, полученные данные свидетельствуют, что уже с позднего докембрия Аргунский террейн и Сибирский кратон должны находиться в той же относительной конфигурации, что и сейчас [Метелкин и др., 2013; Gordienko et al., 2018]. Соответственно, современные реконструкции, постулирующие “отрыв” в начале палеозоя от забайкальской окраины Сибири серии блоков будущей Амурии с формированием Монголо-Охотского океана [Torsvik, Cocks, 2017] должны быть скорректированы, по крайней мере, в отношении Аргунского террейна.

В пределах Северного Приаргуны широко распространены океанические и островодужные комплексы среднего палеозоя. По составу и характеру разрезов они мало отличаются от девонских и каменноугольных отложений Агинского террейна. Океанические комплексы уже давно выделены в Пришилкинской зоне Монголо-Охотского шва, ранее они относились к кулиндинской свите неопротерозоя [Анашкина и др., 1997]. Однако, проведенные недавно изотопно-геохронологические исследования, показали их принадлежность к базальтам E-MORB и активных континентальных окраин, с модельным возрастом протолита $T_{Nd}(DM)=583$ млн лет и положительными величинами $\epsilon_{Nd}(DM)$ от

+10.6 до +9.2, что свидетельствует о мантийном субстрате древних субдукционных процессов. Абсолютный возраст расслоенных габброидов «пришилкинских» офиолитов датируется U-Pb методом по цирконам, ранним-средним девоном: 412.7 (13 точек), 415±9 (9 точек), 388±6 (9 точек) млн лет [Дриль, Голубев, 2003; Руженцев, Некрасов, 2009].

Вблизи Монголо-Охотского линеамента также установлен мощный (около 14 км) карбонатно-терригенный комплекс, датируемый богатым комплексом фауны в интервале силур-карбон [Анашкина и др., 1997]. В основании выделяют омутнинскую свиту с редкими телами metabазальтов. Завершает разрез ольдойская и типаринская преимущественно терригенные свиты с прослями глинистых и кремнистых сланцев, кислых пепловых туфов и туффитов. Их происхождение в соседнем Олдойском террейне связывают с эволюцией зрелой островной дуги или окраиной андийского типа [Сорокин и др., 2015б]. Сходный генезис могут иметь горнозерентуйская и ямкунская серии, распространенные на большей части Северного Приаргунья, а также вулканогенно-терригенный комплекс (глубокинская свита) в бассейне р. Шилка [Смирнова и др., 2017].

Наличие на севере Аргунского террейна преимущественно девонских офиолитов дало повод к предположению о возможном раскрытии Монголо-Охотского океана и отрыве части структур гипотетической Амурии в среднем палеозое [Кравчинский, Сорокин, 2001; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003]. Тем не менее упомянутые выше палеомагнитные результаты по венду – кембрию Аргунского террейна [Метелкин и др., 2013; Gordienko et al., 2018] в равной степени отрицают и эту возможность. Трудно представить, чтобы крупный тектонический элемент, будучи отделенным от окраины континента и испытав длительную террейновую историю, вернулся в композитную структуру этой же окраины после закрытия океана в той же относительной конфигурации, что и прежде.

Геологическое строение Аргунского террейна в Южном Приаргунье и Восточной Монголии, во многом, похожее. Неопротерозойский метаморфический комплекс слагает разновеликие угловатые блоки на северо-востоке Монголии в хребте Эрэн-Дабаа и долине р. Онон, в нижнем течении р. Шусыйн-Гол, которые объединяются в качестве субтеррейна Эрэн-Дабаа (рис. 10). Аналогичные метаморфические выступы также известны на юге в долине р. Керулен, вблизи города Ундэрхан. Эту часть обычно рассматривают в составе Керуленского или Идэрмэг - Керуленского субтеррейна [Парфенов и др., 1999; Tomurtogoo, 2014].

В пределах Эрэн-Дабаа распространены метаморфические хайчингольская и эрэндабанская толщи, которые перекрыты силурийско-девонским осадочным комплексом и прорваны раннепермскими и юрскими интрузиями. Возраст хайчингольской толщи,

сложенной гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами и гранатсодержащими мраморами, считается палеопротерозойским. Выше, по имеющимся данным, резко несогласно лежит менее метаморфизованная эрэндабанская преимущественно метаосадочная толща неопротерозойского возраста [Геология..., 1973]. Однако нашими наблюдениями контрастного перехода между указанными толщами не зафиксировано. В основании эрэндабанской толщи присутствуют биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы, плагиогнейсы, амфиболиты, с горизонтами метапесчаников и метатуфов, которые постепенно сменяются сланцами и слабометаморфизованными терригенными породами, преобладающими в верхней части разреза. Отличительной особенностью нижней части эрэндабанской толщи является наличие зеленосланцевых metabазальтовых горизонтов, иногда с ними ассоциируют дайки и силлы метадолеритов. В верхней части толщи встречаются метавулканиты и метатуфы кислого состава. По результатам петролого-геохимических исследований эрэндабанские metabазальты и метадолериты комагматичны. Содержание SiO_2 меняется незначительно (47–51 мас. %). Породы низкоглиноземистые ($\text{al}'=0,63\text{--}0,75$), умереннотитанистые (TiO_2 0,9 – 2,0 мас%) и вполне удовлетворительно сопоставляются с N-MORB.

Отсутствие контрастного перехода между хайчингольской и эрэндабанской толщами указывает на то, что время их образования не может быть значительно разорвано. Скорее всего возраст глубокометаморфизованных хайчингольских пород не древнее неопротерозоя. Вероятно, весь комплекс имеет аккреционное происхождение и образует пакет тектонических пластин изначально океанического и островодужного генезиса. В результате коллизионного сучивания они оказались в разной степени преобразованы, рассланцованы. Возникли многочисленные инъекции кварцевых и гранит-пегматитовых жил, многие из которых при дальнейшем динамометаморфизме оказались раздавлены и превращены в будины. Возраст инъекций по современным оценкам составляет от 154 ± 4 до 136 ± 6 млн лет [Daoudene et al., 2013], что сближает весь описываемый комплекс со структурами метаморфических ядер Забайкалья [Скляров, 2006].

Местами, преимущественно на востоке, описанный метаморфический комплекс резко несогласно перекрывает мелководно-морская терригенная толща с нижнесилурийскими мшанками и брахиоподами (см. рис. 10). Обильные остатки этой фауны обнаружены нами в верховье р. Замту-Гол. Осадочные породы прорваны гранитами и диоритами с U-Pb возрастом цирконов около 290 млн лет (неопубликованные данные авторов).

Керуленский субтеррейн Южного Приаргуныя и Восточной Монголии, также как Эрэн-Дабая, обычно рассматривают в качестве раннедокембрийского составного элемента

Аргунского микроконтинента с преобладающим на этой территории осадочно-вулканогенным чехлом. В его составе в левобережье р. Керулен, в окрестностях г. Ундерхана выделены терригенно-карбонатная и вулканогенно-терригенная толщи [Геология ..., 1973; Тектоника ..., 1974]. В известняках терригенно-карбонатной толщи, мощностью более 1000 м, обнаружены обильные остатки археоциат, характерных для богградского и санаштыкгольского горизонтов нижнего кембрия. Постепенно сменяющая их вулканогенно-терригенная толща, мощностью около 2000 м представлена базальтами, андезибазальтами, андезитами, их туфами с горизонтами кремнистых сланцев, кварцитов, реже известняков. К полям развития осадочно-вулканогенных пород часто приурочен характерный серпентинитовый меланж, включающий ультрабазиты, пироксениты, габбро, дайки диабазов, также указывающий на надсубдукционный генезис всей описанной ассоциации. Таким образом, строение чехла в пределах Керуленского субтеррейна вряд ли можно соотнести с плитным комплексом микроконтинента и также заставляет сомневаться в наличии раннедокембрийского кристаллического фундамента на этой территории. Распространенный здесь комплекс больше напоминает Баян-Хонгорскую и Озерную палеоостроводужные системы западной окраины МОСП венд – кембрийского возраста [Ярмолук и др., 2002] или расположенный восточнее Мамынский террейн, где преобладают вулканические комплексы активной континентальной окраины кембрий-ордовикского возраста [Сорокин, Кудряшов, 2015, 2017].

На восточной периферии осадочно-вулканогенный комплекс Керуленского субтеррейна также как Эрэн-Дабаа перекрыт силурийско-девонскими отложениями. Их накопление, вероятно следует соотнести с эволюцией окраинного бассейна Онон-Норовлинской островной дуги. Вместе с одновозрастными образованиями прилегающего Ольдойского островодужного террейна [Сорокин и др., 2015б] они могли составлять структуру более поздней активной континентальной окраины Сибири [Гордиенко, 1987; Зорин и др., 1998]. Наконец индикаторами наиболее молодой надсубдукционной обстановки на всей территории Аргунского террейна являются юрско-меловые вулканические породы и гранитоиды Верхнеамурского вулканоплутонического пояса [Гордиенко и др., 2000].

Таким образом, в основании Аргунского террейна, считавшегося типичным микроконтинентом, отсутствуют характерные раннепротерозойские комплексы, а развиты отложения с протолитами мезопротерозойско–неопротерозойской континентальной коры. Уже хотя бы по этому его нельзя рассматривать среди террейнов кратонного типа, формирующих некий каркас Амурии. Также не очевидно наличие единого плитного комплекса. Большинство охарактеризованных ассоциаций “чехла” соотносятся с

обстановками активной континентальной окраины [Геодинамика..., 2006; Сорокин и др., 2015б].

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Представленные выше данные позволяют нам рассматривать МОСП как аккреционно-коллизионное сооружение, сформированное на южной периферии Сибирского кратона, в результате нескольких последовательных этапов эволюции МОО. Сведения о его доордовикской истории расплывчаты. Возможно такая океаническая котловина существовала между континентальными окраинами Сибири и Северного Китая, однако сохранившаяся геологическая летопись не позволяет отделить ее от остальной части ПАО. Реконструируемые спрединговые системы МОО с одной стороны продолжают структуры ПАО, а с противоположной – обращены к Палеопацифике [Torsvik, Cocks, 2017]. Достаточно убедительно можно говорить о существовании МОО только с ордовика. Позднее это океаническое пространство также было неоднократно преобразовано. На завершающем позднепалеозойско-раннемезозойском этапе, МОО постепенно теряет связь с Палеоазиатским океаническим бассейном, а после его закрытия выглядит, как гигантский залив Палеопацифики.

Ниже на основе сравнительного анализа, описанных выше индикаторных структурно-формационных комплексов и имеющихся палеогеодинамических реконструкций МОСП мы предлагаем авторский вариант его эволюции в пределах Монголо-Забайкальского региона.

Неопротерозойский этап (850 – 630 млн лет). Этот этап в тектонической истории всей Центральной Азии связан с режимом деструкции Родинии и заложением океанических котловин ПАО [Добрецов, Буслов, 2007; Метелкин и др., 2012; Гордиенко, Метелкин, 2016]. Одной из них, отделившей современную юго-восточную окраину Сибирского кратона от континентальных масс Северного Китая, могла являться МОО. Однако из-за недостатка данных, реконструкция структуры МОО, как и всего ПАО затруднена. Поэтому предполагаемое неопротерозойское пространство МОО мы рассматриваем в качестве Забайкальского океанического бассейна в составе ПАО. Несмотря на трудности в реконструкции информация о неопротерозойском этапе сохранена во всех описанных террейнах МОСП. Повсеместно установлено присутствие метаморфических блоков неопротерозойского возраста. В их строении идентифицируются фрагменты преобразованной океанической литосферы и островных дуг. По многим петролого-геохимическим параметрам, сходству возраста надсубдукционного магматизма, можно предполагать возможность эволюции ПАО в том числе его Забайкальского

океанического бассейна в конвергентном режиме. Соответственно, уже на ранней стадии развития океана значительная часть Сибирской окраины характеризовалась дискретным по времени субдукционным магматизмом и была обрамлена системой разнообразных по типу магматизма островных дуг. Формирование последних по имеющимся данным было наиболее активным в интервалах 850 – 750, 650-630 и позднее – 570-550 млн лет назад [Диденко и др., 1994; Гордиенко, 2006; Хераскова и др., 2010; Гордиенко, Метелкин, 2016]. В Забайкальском сегменте реликты наиболее древних дуг, иногда с гранитами надсубдукционного генезиса, сохранились, например, в Аргунском террейне. Возраст уртуйского комплекса (808 – 780 млн лет) в центре Ишагинского гранито-гнейсового купола хорошо согласуется с этим выводом. Аналогичные, но чуть более древние (888 – 859 млн лет) островодужные гранитоиды, описаны в Сонгинском выступе на западе Хангайского террейна [Ярмолук и др., 2017]. Большая часть этих дуг, вероятно, была аккрецирована к Сибирскому палеоконтиненту еще перед вендом. Однако, продолжающиеся конвергентные процессы привели к заложению, в том числе на сформированном аккреционном основании, новых субдукционных систем [Гордиенко, Метелкин, 2016].

Аналогичные процессы также реконструируются на примере гонжинской серии Аргунского террейна, амурской серии Малохинганского и иманской серии Ханкайского массивов Буреинского террейна [Котов и др., 2009, 2013; Сорокин и др., 2004, 2015, 2017]. Таким образом, не исключено, что подавляющее большинство гранитогнейсовых и сходных с ними выступов глубокометаморфизованных пород, считавшихся раннедокембрийским фундаментом Амурии, в действительности являются продуктом преобразования неопротерозойских субдукционно-аккреционных систем ПАО.

Раннекаледонский этап (630-510 млн лет). Венд – кембрийский интервал развития ПАО, включая Забайкальский океанический бассейн, уже в значительной мере охарактеризован палеомагнитными данными [Метелкин, 2013; Гордиенко, Метелкин, 2016]. Вдоль всей юго-западной периферии Сибирского палеоконтинента, расположенной в приэкваториальной области Земного шара, реконструируется протяженная система островных дуг и сопряженных окраинных бассейнов (рис. 11). Палеоостровные дуги современного Забайкалья: Ангино-Таланчанская, Удино-Витимская, Джидинская надстраивают аналогичные фрагменты Куртушибинского, Северосаянского, Горноалтайского террейнов и протягиваются в структуры Кузнецкого Алатау. Мы полагаем, что реконструированную активную окраину также можно продлить на восток в Приаргунье и дальше вплоть до Буреинской области.

Большинство венд-раннекембрийских островных дуг Монголии и Алтае-Саяно-Байкальской области характеризуются толеитовым типом магматизма, характерным для энсиматических дуг [Гордиенко, 2006; Метелкин, 2013; Гордиенко, Метелкин, 2016]. Основание надсубдукционных комплексов этого времени на территории МОСП также нередко представлено породами океанического генезиса, но есть и исключения. В том числе, соответствующие комплексы Керуленской части Аргунского террейна по типу магматизма ближе к дифференцированным известково-щелочным сериям энсиалических островных дуг. Похожий магматизм характеризует Удино-Витимскую систему [Гордиенко и др., 2010]. Поэтому мы полагаем, что отдельные фрагменты реконструированной венд-раннекембрийской островодужной системы, в частности Аргунской, могли быть сформированы на довольно толстой субокеанической или континентальной коре, образованной в результате аккреционных процессов предыдущего неопротерозойского тектонического этапа. Вблизи Муйско-Становой окраины, вероятно, находилась Керуленская (рис. 12), а восточнее Мамынская островодужные системы с обширными тыловыми бассейнами, включающими окраинноконтинентальные моря (Сорокин и др., 2015a). Осадконакопление в пределах этих морей, уже на значительном расстоянии от магматического фронта, мало отличается от пассивной континентальной окраины. Формирование описанной характерной терригенно-карбонатной последовательности белетуйской и быстринской свит Северного Приаргунья, как раз связано с такими палеогеодинамическими условиями. В фундаменте этих бассейнов вероятно преобладают те же гранитизированные и метаморфизованные аккреционные комплексы среднего неопротерозоя, а имеющиеся палеомагнитные данные доказывают их расположение в составе окраины Сибирского палеоконтинента [Метелкин и др., 2013; Gordienko et al., 2018].

Позднекаледонский этап (500-440 млн лет). Завершение раннекаледонского этапа эволюции ПАО отражено в значительной перестройке, связанной с аккреционно-коллизийными событиями на рубеже кембрия – ордовика. Отражением этих процессов в Забайкальской области, в частности, является завершение формирования неопротерозойско-раннекембрийского основания Центрально-Монгольского террейна. В его пределах в позднем кембрии – раннем ордовике образовались редкие островодужные комплексы (Малхан-Ульдзутуйская дуга), задуговые дзагинская и харинская терригенно-карбонатные серии, а также коллизийные гранитоиды [Сорокин, Кудряшов, 2017]. Одновременно или чуть позднее, в раннем-среднем ордовике, был сформирован срединный Орхон-Харагольский бассейн, отделивший Центрально-Монгольский микроконтинент от Муйско-Становой окраины (рис. 12). Именно этот океанический

бассейн принимается сегодня за основную стадию раскрытия МОО [Badarch et al., 2002; Bussien et al., 2011; Ruppen et al., 2014; Гордиенко и др., 2017]. Его реликты сохранились в пределах Хэнтэй-Даурского и Агинского террейнов (см. рис. 4). Рост океанической котловины мог продолжаться вплоть до девона и даже позднее. Однако размеры этого бассейна, общая конфигурация основных тектонических единиц, учитывая имеющиеся палеомагнитные данные по венду-кембрию Северного Приаргунья, оценить пока трудно. Скорее всего он представлял собой узкую рифтовую щель, наподобие Красного моря, которая возможно раскрывалась на юг (в современных координатах). По крайней мере, отчленение смежного Аргунского террейна не фиксируется в палеомагнитной записи.

Раннегерцинский этап (420 – 360 млн лет). Во всех описанных террейнах МОСП раннегерцинский этап тектонического развития отмечен появлением вулканических серий надсубдукционного генезиса и сопутствующих осадочных систем (рис. 12). Их образование мы связываем с субдукцией океанической литосферы Агинско-Уланбаторского бассейна МОО. Его раскрытие может являться результатом преобразование более раннего Орхон-Харагольского бассейна или перестройкой смежной структуры Палеоокеана. Внутри и на окраинах МОО располагаются значительные по размерам островодужные системы: Дзунмодская, Норовлин-Ононская, Ольдойская и другие (см. рис. 12). В основании некоторых из них фиксируется наличие реликтов океанических островов (палеосимаунтов) [Ruppen et al., 2014].

Сходные геодинамические условия отмечаются за границами МОСП. В смежной Байкало-Витимской зоне в течение девона и карбона преобладают турбидитовое осадконакопление и образование вулканических комплексов островных дуг [Donskaya et al., 2013]. Таким образом можно предполагать возникновение и развитие единой обширной системы Хангай – Хэнтэй – Даурских окраинных морей МОО, реликты которой включены не только в структуру МОСП, но и смежные области Забайкальской части ЦАСП [Гордиенко, 1987; Руженцев и др., 2012].

Позднегерцинский этап (340 – 280 млн лет). Начиная с этого времени в истории МОО все большее значение приобретают коллизионные события. Одним из самых ранних проявлений (358-359 млн лет назад) можно назвать Олекминский пояс коллизионных гранитоидов на Западно-Становой окраине Сибирского континента [Ларин и др., 2015]. Тем не менее, в среднем – позднем карбоне и ранней перми значительная часть Монголо-Забайкальского сегмента МОО продолжала развиваться в активном субдукционном режиме (например, Береинская дуга, см. рис. 12). В это время активно развивался Южно-Хэнтэйский океанический бассейн МОО [Гордиенко и др., 2017]. По имеющимся палеомагнитным оценкам, ширина океана на рубеже перми и триаса могла достигать 2000

км [Кравчинский, Сорокин, 2001]. Известно, что в это время активно закрывались и другие бассейны ПАО [Torsvik, Cocks, 2017], а также Солонкерский океан, разделявший Северо-Китайскую окраину и континентальные массивы Южной Монголии [Metelkin et al., 2010; Tomurtoogo, 2014]. Индикаторами этих коллизионных, а также сопряженных внутриплитных событий могут быть гранитоидные батолиты Хангая, Хэнтэя, Западного Забайкалья и Южного Приаргунья с возрастом 325 – 275 млн лет [Ярмлюк и др., 2013; Donskaya et al., 2013; Цыганков, 2014].

Собственно, закрытие МОО и формирование современной структуры МОСП, в основном, связано с киммерийским тектоническим этапом геологической истории при определяющей роли сдвигов [Metelkin et al., 2010]. Орогенез постепенно продвигался с запада на восток. Начавшись в западной части пояса (Хангай, Западное Забайкалье) в конце карбона – перми, он достиг центральных областей (Восточное Забайкалье) в середине юры и завершился на востоке (Приморье) только в раннем мелу. Кинематика этого процесса, напоминающая «ножницы», неоднократно обсуждалась еще с момента появления первых реконструкций [Зоненшайн и др., 1990; Zhao et al, 1990; Delvaux et al., 1995; Парфенов и др., 1996, 2003; Kravchinsky et al., 2002; Hankard et al., 2007; Метелкин и др., 2007, 2008; Metelkin et al., 2010]. Определенное развитие эта модель получила с обоснованием прерывистого, «клавишного» закрытия МОО [Диденко и др., 2010, 2015; Khanchuk et al., 2015], которое может быть обусловлено поочередной коллизией нескольких крупных блоков, а не единого континентального массива, как считалось ранее. Это в очередной раз заставляет усомниться в существовании Амурского супертеррейна и на позднепалеозойском – мезозойском этапе эволюции МОСП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ тектонического строения и геодинамического развития описанных структур Забайкалья и Монголии, объединяемых нами в составе МОСП, указывает на их единство со смежными аккреционно-коллизионными системами южного и юго-западного обрамления Сибирского кратона. Большинство из этих структур МОСП, традиционно рассматривались в качестве составных элементов Амурского микроконтинента. Однако в их строении раннедокембрийские кратонные блоки практически отсутствуют. Возраст протолитов магматических и метаморфических пород, считавшихся раннедокембрийскими, не древнее позднего мезопротерозоя, а их тектоническая история тесно связана с эволюцией ПАО, где на ордовикско-девонском этапе мы предполагаем существование крупной Монголо-Охотской котловины – МОО. Не исключено, что ее заложение произошло еще раньше, на самом раннем этапе раскрытия ПАО, однако

имеющиеся сегодня данные не позволяют отделить Забайкальский океанический бассейн от остальной части ПАО. Представленные данные свидетельствуют, что в тектонической истории Сибирской окраины ПАО и смежных бассейнов можно выделить как минимум три этапа активной субдукции – в венде – начале кембрия, в середине ордовика и в девоне. Первый этап мы связываем Забайкальским океаническим бассейном ПАО, который заложил основу будущих преобразований пространства МОО и аккреционный фундамент большинства террейнов МОСП, выделяемых ранее в качестве раннедокембрийских кратонных элементов Амурии. Последующие этапы непосредственно связаны с эволюцией МОО и также завершаются аккреционно-коллизийным событием, соответственно, в силуре и в раннем карбоне. В результате был сформирован кристаллический каркас всех основных террейнов современной структуры МОСП, оформились значительные по площади, соответственно, позднепалеозойские и раннемезозойские осадочные бассейны. В итоге МОО потерял связь с ПАО и принял вид крупного “залива” Палеоокеана. Его закрытие и окончательное оформление структуры МОСП произошло в поздней юре – раннем мелу в результате последовательного с запада на восток схождения континентальных масс Сибирской окраины и Северного Китая при определяющей роли сдвиговой тектоники. При этом большая часть рассматриваемых нами структур вероятно располагалась вблизи Сибирской окраины.

Таким образом, тектоническую историю МОСП можно рассматривать как необратимый эволюционный ряд различных геодинамических обстановок, в которых запечатлены конструктивные процессы преобразования океанической коры в континентальную и последующего неоднократного ее разрушения (деструкции), тектонического стягивания (аккреции) и столкновения (коллизии), что привело, в конце концов, к формированию обширной континентальной области на востоке Азии. Образование структурных ансамблей МОСП в основном связано с Сибирской континентальной окраиной и существование экзотического Амурского супертеррейна проблематично.

Работа выполнена в рамках интеграционных проектов ОНЗ РАН, СО РАН – ДВО РАН, при поддержке РФФИ (проекты 15-05-01633, 16-55-44008 Монг_а, 18-05-00234), Минобрнауки РФ (проекты 5.2324.2017/4.6 и 5.4786.2017/6.7).

Литература

Анашкина К.К., Бутин К.С., Еникеев Ф.И., Кинякин А.В., Краснов В.П., Кривенко В.А., Олексив Б.И., Пинаева Т.А., Рутштейн И.Г., Семенов В.Н., Старухина

Л.П., Чабан Н.Н., Шулика Е.В. Геологическое строение Читинской области. Объясн. зап. к геол. карте масштаба 1:500000 / Отв. ред. Рутштейн И.Г., Чабан Н.Н. Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 1997, 239 с.

Атлас фауны и флоры палеозоя-мезозоя Забайкалья / Под ред. А.Н. Олейникова. Новосибирск: Наука, 2002, 713 с.

Беличенко В.Г., Складчиков Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртоого О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика, 1994, т. 35, (7-8), с. 29–40.

Булгатов А.Н., Климук В.С., Шивохин Е.А. Кулиндинская свита в стратотипе (Восточное Забайкалье, Монголо-Охотский складчатый пояс) // Отечественная геология, 2010, № 4, с. 54–60.

Вознесенская Т.А. Седиментационная эволюция каледонского бассейна Хангая (Монголия) // Литология и полезные ископаемые, 1995, № 5, с. 537–547.

Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. – Кн. 1. – с. 1-572.

Геология Монгольской народной республики. т. 1. Стратиграфия. Гл. редактор Н.А. Маринов. М.: Наука, 1973, 584 с.

Голубев В.Н., Чернышев И.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д., Яковлева С.З. Стрельцовский урановорудный район: изотопно-геохронологическая (U-Pb, Rb-Sr и Sm-Nd) характеристика гранитоидов и их место в истории формирования урановых месторождений // Геология рудных месторождений, 2010, т. 52 (6), с. 553–571.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Наука, 1987, 238 с.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойского складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53–70.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора Палеоазиатского океана в позднем рифее – палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51, №5, с. 589-614.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулканоплутонический пояс Восточной Азии (строение, состав, геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1655–1669.

Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1545–1562.

Гордиенко И.В., Медведев А.Я., Томуртоого О., Горнова М.А., Гонегер Т.А. Геохимические, геохронологические и геодинамические особенности магматизма Харагольского террейна Западного Хэнтэя (Северная Монголия) // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (3), с. 365–379.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 2016, т. 57, №1, с. 91-108.

Гордиенко И.В., Минина О.Р., Ветлужских Л.И., Елбаев А.Л., Томуртоого О., Одгэрэл Д., Ариунчимэг Я. Хэнтэй-Даурская активная континентальная окраина

Монголо-Охотского океанического бассейна (осадконакопление, магматизм, геодинамическая эволюция) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. Вып. 15. с. 59-61.

Гордиенко И.В., Михальцов Н.Э. Положение венд-раннекембрийских офиолитовых и островодужных комплексов Джидинской зоны каледонид в структурах Палеоазиатского океана по палеомагнитным данным // ДАН, 2001, т. 379, № 4, с. 508–513.

Диденко А. Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7–8), с. 59–75.

Диденко А.Н. Анализ мезозойско - кайнозойских палеомагнитных полюсов и траектория кажущейся миграции полюса Сибири // Физика Земли, 2015, № 5, с. 65–79.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 629–647.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93-108.

Добрецов Н.Л., Корсаков Л.П., Скляр Е.В. Глаукофансланцевые пояса Южной Сибири и Приамурья // Геология и геофизика, 1988, № 1, с. 3–11.

Дриль С.И., Голубев В.Н. Изотопная Nd-Sm систематика и редкоземельная характеристика пород аккреционных комплексов восточно-забайкальской части Монголо-Охотского пояса // ДАН, 2003, т. 389, № 3, с. 369–373.

Зоненшайн Л.П., Городницкий А.М. Палеозойские и мезозойские реконструкции континентов и океанов // Геотектоника, 1977, № 2, с. 3–22.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Кононов М.В. Абсолютные реконструкции положения континентов в палеозое и раннем мезозое // Геотектоника, 1987, №3, с. 16–27.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. М., Недра, 1990, 327 с.

Зорин Ю. А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1578–1586.

Котов А.Б., Мазукабзов А.М., Сквитина Т.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П. Структурная эволюция и геодинамическая позиция Гонжинского блока (Верхнее Приамурье) // Геотектоника, 2013, № 5, с. 48–60.

Котов А.Б., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Сорокин А.П., Великославинский Д.А., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннепалеозойский возраст габброидов амурского комплекса (Буря-Цзямусинский супертеррейн Центрально-Азиатского складчатого пояса) // ДАН, 2009, т. 424, № 5, с. 644–647.

Кравчинский В.А., Сорокин А.А. Палеомагнетизм девонских отложений Ольдойского террейна (Верхнее Приамурье) // Докл АН, 2001, т. 376, № 6, с. 789–793.

Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем-позднем палеозое и мезозое // Строение литосферных плит. М., Инст. океанологии АН СССР, 1979, с. 189–226.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Ярмолюк В.В., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Гранитоиды олекминского

комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и тектоническое положение // ДАН, 2015, т. 464, №2, с. 194-198.

Медведев А.Я., Булгатов А.Н., Горнова М.А., Гордиенко И.В., Альмухамедов А.И. Метавулканиды Кыранского блока (Восточное Забайкалье) // Литосфера, 2007, № 1, с. 138 – 146.

Метелкин Д.В. Кинематическая реконструкция раннекаледонской аккреции на юго-западе Сибирского палеоконтинента по результатам анализа палеомагнитных данных // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 500–522.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (7), с. 883–899.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю., Каширцев В.А., Брагин В.Ю., Кунгурцев Л.В. Мезозойский интервал траектории кажущегося движения полюса Сибирского домена Евразийской плиты // Докл. РАН, 2008, т. 418(4), с. 500–505.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Ветлужских Л.И., Михальцов Н.Э. Геологическое строение и палеомагнетизм вендских и нижнекембрийских отложений Аргунского террейна (Восточное Забайкалье) // ДАН, 2013, т. 449, № 2, с. 189–195.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Жао Х. Палеомагнетизм нижнемеловых вулканидов Забайкалья: свидетельство в пользу мезозойских сдвиговых перемещений в структуре Центральной Азии // Геология и геофизика, 2004, т. 45(12), с. 1404–1417.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48(10), с. 1061–1073.

Парфенов Л. М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15, № 4, с. 3–15.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7–41.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18, № 5, с. 24–43.

Попеко Л.И., Натальин Б.А., Беляева Г.В., Котляр Г.В., Шишкина Г.Р. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика юга Дальнего Востока России // Тихоокеанская геология, 1993, №5, с. 19–30.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника, 2009, № 1, с. 39–58.

Руженцев, С.В., Минина, О.Р., Некрасов, Г.Е., Аристов, В.А., Голионко, Б.Г., Доронина, Н.А., Лыхин, Д.А. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника, 2012, № 2, с. 3-28.

Склярков Е.В. Механизмы эксгумации метаморфических комплексов // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 1, с. 71-75

Смирнова Ю.Н., Попеко Л.И., Сорокин А.А. Возраст, геохимия, источники кластического материала, обстановки накопления глубокой свиты (Восточное Забайкалье) // Тихоокеанская геология, 2017, т. 36, № 3, с. 12–27.

Сорокин А.А., Котов А.Б., Кудряшов Н.М., Ковач В.П. Первые свидетельства проявления эдиакарского магматизма истории геологического развития Мамынского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса // Тихоокеанская геология, 2015а, т. 34, № 6, с. 3–15.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Первые U-Pb геохронологические данные для позднедевонских и раннепалеозойских кислых вулканитов Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс) // ДАН, 2015, т. 465, №4, с. 473-478.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Кембрий-ордовикская диорит-гранодиорит-гранитная ассоциация Мамынского террейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): U-Pb-геохронологические и геохимические данные // ДАН, 2017, т. 472, № 3, с. 326–332.

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К. Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2004, т. 12, № 6, с. 38–54

Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Попеко Л.И. Источники и области сноса палеозойских терригенных отложений Ольдойского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: результаты Sm-Nd изотопно-геохимических и U-Pb геохронологических (LA-ICP-MS) исследований // Геохимия, 2015б, № 6, с. 539–550.

Сорокин А.А., Смирнова Ю.Н., Кудряшов Н.М. Среднетриасовый возраст метариолитов бондихинской свиты Аргунского континентального массива Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2017, т. 473, № 1, с. 76–79.

Тектоника Монгольской народной республики. Отв. ред. А.Л. Яншин / Тр. Совм. Сов-Монгол. научно-иссл. геол. экспед., вып. 9. М., Наука, 1974, 284 с.

Филиппова И. Б. Хангайский синклиорий, основные черты строения и развития // Геотектоника, 1969, № 5, с. 76-78.

Хаин В. Е., Сеславинский К. Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М., Недра, 1991, 398 с.

Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, № 1, с. 5–28

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197–227.

Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Изотопный состав, источники корового магматизма и строение коры каледонид Озерной зоны Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2002, т. 387, № 3, с. 387–392.

Ярмолук В.В., Козловский А.М., Лебедев В.И. Неопротерозойские магматические комплексы Сонгинского блока (Монголия): к проблеме образования и корреляции докембрийских террейнов Центрально-Азиатского орогенного пояса // Петрология, 2017, т. 25, № 4, с. 362–394.

Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., И.К. Козаков, Котов А.Б., Лебедев В.И., Энжин Г. Возраст Хангайского батолита и проблемы полихронности батолитообразования в Центральной Азии // ДАН. 2013, т. 452, № 6, с. 646–652.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences, 2002, № 21, p. 87–110.

Bulgatov A.N., Gordienko I.V. Fold systems of the Sayan-Baikal mountain area // Tectonics of Northern, Central and Eastern Asia. Explanatory Note to the Tectonic map of Northern- Central-Eastern Asia and Adjacent Areas at scale 1:2,500,000. SPb.: VSEGEI Printing House, 2014, p. 53-59.

Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Von Quadt A. The Mongol-Okhotsk Belt in Mongolia – a new appraisal of the geodynamic development by the study of sand-stone provenance and detrital zircons // Tectonophysics, 2011, № 510, p. 132–150.

Cogné J.-P., Kravchinsky, V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic – Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int., 2005, v. 163, p. 813–832.

Daoudene Y., Ruffet G., Cocherie A., Ledru P., Gapais D. Timing of exhumation of the Ereendavaa metamorphic core complex (north-eastern Mongolia) – U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, № 62, p. 98–116.

Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Melnikov A., Ermikov V. Palaeostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution // Tectonophysics, 1995, v. 252, p. 61-101

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journal of Asian Earth Sciences, 2013, № 62, p. 79–97.

Dorjsuren B., Tomurtogoo O., Dejidmaa G., Mahbadar Ts., Bujinlkham B. The new member of the Atan ovoo formation // Mongolian Geoscientist, 2004. №26, p. 53-56.

Golonka J., Krobicki M., Pajak J., Van Giang N., Zuchiewicz W. Global Plate Tectonics and Paleogeography of Southeast Asia. Arkadia; Krakov: AGN Univ. Sci. and Technol., 2006, 128 p.

Gordienko I.V., Metelkin D.V., Vetluzhskikh L.I., Mikhaltsov N.E., Kulakov E.V. New palaeomagnetic data from Argun terrane. Testing its association with Amuria and the Mongol-Okhotsk Ocean // Geophysical Journal International, 2018, v.213, p.1463-1477.

Gordienko I.V. Correlation of Pre-Jurassic sections of ancient continents and microcontinents in East Asia // Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1996, v. 13, № 3–5, p. 215–221.

Gordienko I.V. Geodynamic evolution of the Central-Asian and Mongol-Okhotsk fold belts and formation of the endogenic deposits // Geosci. J., 2001, v. 5, № 3, p. 233-241.

Gordienko I.V. Paleozoic geodynamic evolution of the Mongol-Okhotsk fold belt // Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1994, v. 9, № 4, p. 429–433.

Hankard F., Cogné J.P., Kravchinsky V. A new Late Cretaceous paleomagnetic pole for the west of Amuria block (Khurmen Uul, Mongolia) // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 236, p. 359–373.

Hankard F., Cogné J.-P., Quidelleur X., Bayasgalan A., Lkhagvadorj P. Palaeomagnetism and K–Ar dating of Cretaceous basalts from Mongolia // Geophys. J. Int., 2007, v. 169, p. 898–908.

Kelty T.K., An Yin, Batulzii Dash, Gehrels G.E., Ribeiro A.E. Detrital-zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, north-central Mongolia: Implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia // Tectonophysics, 2008, v. 451, p. 290–311.

Khanchuk A.I., Didenko A.N., Popeko L.I., Sorokin A.A., Shevchenko B.F. Structure and Evolution of the Mongol-Okhotsk Orogenic Belt / In The Central Asian Orogenic Belt (Geology, Evolution, Tectonics, and Models). Edited by A. Kröner. Borntraeger Science Publishers: Stuttgart, Germany, 2015, p. 211–235.

Kravchinsky V.A., Cogne J-P., Harbert W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // *Geophys. J. Int.*, 2002, v. 148, p. 34–57.

Kurihara T., Tsukada K., Otoh S., Kashiwagi K., Chuluun M., Byambadash D., Boijir B., Gonchigdorj S., Nuramkhan M., Niwa M., Tokiwa T., Hikichic G., Kozuka T. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai-Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction-accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2009. 34. p. 209-225.

Kurilenko, A.V., Minina, O.R. The Devonian of Transbaikal: biostratigraphy and correlation // *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 2017, v. 97, Iss. 3, p. 469–479.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Kazansky A.Yu., Wingate M.T.D. Late Mesozoic tectonics of Central Asia based on paleomagnetic evidence // *Gondwana Research*, 2010, v.18, Iss. 2-3, p. 400-419.

Ruppen D., Knaf A., Bussien D., Winkler W., Chimedtseren A., Quadt A. Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: Hangay–Hentey accretionary wedge and seamount collision // *Gondwana Research*, 2014, 25 (4), p. 1517–1534.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, p. 299–307.

Tomurtogoo O. Tectonics and structural evolution of Mongolia // *Geodynamics and metallogeny of Mongolia with a special emphasis on copper and gold deposits*. Seltman R., Gerel O., Kirwin D.J. (Eds). SEG-IAGOD Field Trip, 14-16 Aug. 2005, 8th Biennial SGA Meeting. IAGOD Guidebook Series 11. CERCAMS/NHM, London, 2005, p. 5-12.

Tomurtogoo O. Tectonics of Mongolia // *Tectonics of Northern, Central and Eastern Asia*. Explanatory Note to the Tectonic map of Northern-Central-Eastern Asia and Adjacent Areas at scale 1:2,500,000. SPb.: VSEGEI Printing House, 2014, p. 110-126.

Tomurtogoo, O., Windley, B.F., Kröner, A., Badarch, G., Liu, D.Y. Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol-Okhotsk ocean, suture and orogeny // *Journal of the Geological Society*, London 162, 2005, p. 125–134.

Torsvik T.H., Cocks L.R.M. *Earth History and Palaeogeography*. Cambridge University Press, 2017, 317 p.

Wilhem C., Windley B.F., Stampfli G.M. The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews*, 2012, № 113, p. 303–341.

Yang Y-T, Guo Z-X, Song C-C, Li X-B, He S. [A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous](#) // *Gondwana Research*, 2015, v. 28 (3), p. 1096-1116.

Zhao X., Coe R.S., Zhou Y.X., Wu H.R., Wang J. New palaeomagnetic results from northern China: collision and suturing with Siberia and Kazakhstan // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 43–81.

Zorin Y.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*, 1999, v. 306, p. 33–56.

Подписи к рисункам к статье И.В. Гордиенко, Д.В. Метелкин, Л.И. Ветлужских «Строение...»

Рис. 1. Традиционная схема тектонического районирования территории МОСП и прилегающих структур [Парфенов и др., 1999].

Буквами обозначены составные элементы Амурского супертеррейна: АКА – Керулено-Аргунский, АМА – Мамынский, АНС – Нора-Сухотинский, АБУ – Буреинский.

Рис. 2. Новая схема тектонического районирования МОСП и смежных структур южного обрамления Сибирской платформы.

1 – Сибирская платформа; 2 – 4 прилегающие аккреционно-коллизийные системы: 2 – байкальские (NP); 3 – каледонские (V-PZ₁); 4 – герцинские (PZ₂₋₃); 5 – киммерийские (MZ) Сихотэ-Алинского орогенного пояса; 6 – коллаж террейнов Монголо-Охотского складчатого пояса: АГ – Агинский (АГ1 – Восточно-Забайкальский субтеррейн, АГ2 – Восточно-Хэнтэйский субтеррейн), АР – Аргунский (АР1 – Северное Приаргунье, АР2 – Южное Приаргунье), БР – Буреинский, ГТ – Галамско-Тугурский, ЛА – Ланский, НС – Нора-Сухотинский, ОЛ – Олдойский, ГН – Гонжинский, ММ – Мамынский, ТД – Тукурингро-Джагдинский, УЛ – Ульбанский, ХА – Хангайский, ХД – Хэнтэй-Даурский, ЦМ – Центрально-Монгольский; 7 – крупные системы разломов, сутуры (а): МОС – Монголо-Охотская, ГМЛ – Главный Монгольский линеймент; границы складчатых сооружений и террейнов (б); 8 – участки детальных работ с номерами рисунков, которые приведены в тексте.

Рис. 3. Тектоно-стратиграфические колонки Забайкальских террейнов МОСП.

1 – терригенные морские отложения; 2 – карбонатные и терригенно-карбонатные отложения; 3 – турбидитовые (флишоидные) отложения; 4 – кремнистые морские отложения; 5 – ультраосновные породы офиолитовых комплексов; 6 – габброиды разных генетических типов; 7 – базальты океанические и внутриплитные; 8 – островодужные вулканиты; 9 – внутриплитные вулканиты; 10 – надсубдукционные известково-щелочные гранитоиды; 11 – коллизийные (а) и внутриплитные (б) гранитоиды; 12 – мезо- и неопротерозойские комплексы фундамента; 13 – стратиграфический перерыв; 14 – несогласия; 15 – тектонические границы.

Рис. 4. Схема геологического строения Харагольской территории Хэнтэй-Даурского террейна по [Гордиенко и др., 2012] с дополнениями.

1-4 – харинская серия: 1 - флишоидная толща (S₁); 2 - туфотурбидитовая толща (O₁₋₂); 3 - толща базальтовых пиллоу-лав, гиалокластитов и глубокоководных кремнистых осадков с дайками габбро-долеритов и долеритов (O₂); 4 – кумулятивное и расслоенное габбро, габбро-пироксениты (O₂); 5 - нерасчлененная карбонатно-терригенно-вулканогенная толща активной континентальной окраины (D₂₋₃); 6 – девонские (а) и ордовикские (б) островодужные гранитоиды; 7 – островодужные габброиды среднего-верхнего девона; 8 – разрывные нарушения: а – разломы; б – надвиги; 9 – элементы залегания пород (а), точки определения абсолютного возраста с указанием полученных данных в млн лет (б); 10 – фронтальная граница ордовикских аккреционных океанических комплексов харинской серии и девонской Хэнтэй-Даурской активной континентальной окраины.

Рис. 5. Схема геологического строения Восточно-Забайкальской части Агинского террейна, по [Руженцев, Некрасов, 2009] с изменениями и дополнениями.

1-6 – комплексы и структуры: 1 – океанские ордовикские (а) и девонские (б): ОКП – Онон-Кулиндинский прогиб; АКП – Агуца-Кыринский прогиб, АГП – Агинский прогиб, ППП – Пришилкинский прогиб; 2 – Цугольский габбро-плагиогранитный массив (O-S); 3 –

островодужные, преимущественно вулканогенные (D_3-C_1): БРД – Береинская дуга, ШГД – Шерловогорская; 4 перекрывающие карбон-пермские (а), триасовые (б) и юрско-меловые (в) отложения: Борзинский прогиб, ЧРП – Чиронский прогиб; МГП – Могоутуйский прогиб, 5 – гранитоиды раннекарбоновые (а) и юрские (б); 6 – серпентинитовый меланж; 7-9 примыкающие террейны: 7 – Селенгино-Становой; 8 – Аргунский, 7 – Хэнтэй-Даурский. МОС – Монголо-Охотский структурный шов. Цифры в прямоугольниках - U-Pb возраст пород.

Рис. 6. Схема геологического строения Улан-Баторского субтеррейна Агинского террейна [Dorjsuren et al., 2004].

Формации: 1 – Оргиоч (C_{1-2}); 2 – Алтаново (C_1); 3 – Горхи (D_{2-3}); 4 – Сэргэлен (D_1). Состав формаций и другие пояснения в тексте.

Рис. 7. Схема геологического строения Адацагского субтеррейна [Tomurtogoo et al., 2005].

1 – верхнемеловые песчаники и конгломераты; 2 – поздне триасовые и раннеюрские граниты; 3 – пермские риолиты; 4 – ниже-среднекаменноугольные конгломераты, песчаники, алевролиты и аргиллиты; 5-8 – фрагменты силурийско-девонских офиолитов: 5 – серпентиниты(а) и серпентинитовый меланж (б), 6 – габбро, габбро-пироксениты, расслоеное и кумулятивное габбро, 7 – комплекс параллельных даек, 8 – подушечные базальты и кремни; 9 – надвиги; 10 – разломы и другие геологические границы; 11 – элементы залегания пород; 12 – место отбора пробы лейкогаббро на абсолютный возраст (млн лет).

Рис. 8. Схема геологического строения восточно-забайкальской части Аргунского террейна (составлена по материалам геолого-съёмочных работ «Читагеолсъёмка»).

1 – четвертичные отложения; 2 – нижнемеловые континентальные осадочно-вулканогенные отложения; 3 – юрские вулканогенные, вулканогенно-осадочные, в том числе нижнеюрские морские осадочные отложения; 4 – каменноугольные, преимущественно морские терригенные отложения; 5 – девонские морские, океанические, островодужные и шельфовые отложения, в том числе динамометаморфические породы в офиолитовых зонах; 6 – кембрийские морские, островодужные и шельфовые отложения; 7 – вендские (эдиакарские) морские, островодужные отложения; 8 – неопротерозойские морские и островодужные терригенные и терригенно-карбонатные отложения; 9 – мезо-неопротерозойские морские, терригенные и терригенно-карбонатные метаморфизованные отложения, в том числе в гранито-гнейсовых куполах; 10 – триасово-юрские гранитоиды; 11 – триасовые гранитоиды; 12 – позднепермские известково-щелочные гранитоиды; 13 – раннепермские известково-щелочные гранитоиды; 14 – девонский офиолитовый комплекс; 15 – неопротерозойские гранитоиды; 16 – мезопротерозойско-неопротерозойские гнейсо-граниты; 17 – Монголо-Охотский линеамент (МО); 18 – другие разрывные нарушения в том числе: надвиги (а) и неопределенной кинематики (б); 19 – границы структурно-вещественных комплексов.

Рис. 9. Схема геологического строения Газимуро-Нерчинско-Заводской площади Северного Приаргуны (составлена с использованием материалов «Читагеолсъёмка»)

1 – четвертичные отложения Q; 2 – меловые отложения K; 3 – юрские отложения J; 4 – шахтаминский гранит-лейкогранитовый комплекс- $\gamma T-J$; 5 – кутомарский (ундинский) гранит-гранодиоритовый комплекс- $\gamma P-T_k$; 6 – быстринская терригенно-карбонатная свита- E_1bs ; 7 – белетуйская карбонатно-терригенная свита- Vbl ; 8 – надаровская (ишагинская) гнейсо-сланцево-известняково-доломитовая свита – NP_{2-3nd} ; 9 – уртуйский (урюмканский) гранитовый комплекс – γNP_{3u} ; 10 – разрывные нарушения достоверные и предполагаемые;

11 – элементы залегания: а) слоистости, б) сланцеватости и гнейсовидности; 12 – места отбора проб на палеомагнитные исследования [Gordienko et al., 2018].

Рис. 10. Схема геологического строения Эрэн-Дабанской площади Южного Приаргуныя.

1 – мезо-кайнозойские отложения-MZ-KZ; 2 – граниты, граносиениты, дайки лейкогранитов и гранит-порфиров – γJ_{2-3} ; 3 – граниты, гранодиориты - $\gamma\text{-}\delta P_1$; 4 – габбро, габбро-пироксениты, габбро-диориты, диориты - $\nu\delta P_1$; 5 – песчаники, гравелиты, конгломераты, кислые вулканиты, слюдисто-глинистые сланцы с мшанками и брахиоподами – S_{1bl} ; 6 – кварцитовидные песчаники, кварциты, слюдястые сланцы с мелкими кварцевыми инъекциями, гравелиты, конгломераты – NP_{3er2} ; 7 – метаамфиболиты (по базальтам, андезибазальтам, габбро-долеритам, габбро), метапесчаники, метатуфогенные породы, биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы, плагиогнейсы – NP_{3er1} ; 8 – двуслюдяные гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы с гранит-пегматитовыми инъекциями, кварциты, кварцитовидные песчаники, амфиболиты, мраморизованные известняки с остатками микроорганизмов (?) – NP_{2-3hc} ; 9 – надвиги (а) и другие разломы (б); 10 – элементы залегания (а), несогласное залегание (б); 11 – местоположение находок фауны (а) и флоры (б); 12 – точки отбора проб на геохронологические исследования (а) и местоположение проб с абсолютным возрастом синкинематических гранит-пегматитовых инъекций в кристаллических сланцах в хайчингольской и эрэндабанской толщах [Daoudene et al., 2013].

Рис. 11. Палеогеодинамическая реконструкция венд-раннепалеозойских океанических бассейнов, островных дуг и микроконтинентов активной континентальной окраины Сибирского континента и Палеоазиатского океана.

а — региональная реконструкция по [Гордиенко, 2006] с изменениями и дополнениями, б — глобальная реконструкция по [Метелкин, 2013]. 1 — выступы Сибирского кратона и кратонные террейны (ТМ – Тувино-Монгольский, Г – Гарганский, Б-Байкальский, ЦМ – Центрально-Монгольский, МС — Муйско-Становой), 2 — платформенный комплекс Сибирского континента; 3 — осадочные бассейны пассивной окраины континента; 4 — неопротерозойский аккреционный ороген; 5 — островные дуги с указанием ориентировки зоны субдукции (треугольники) и положения аккреционного клина (штриховая линия); 6 — предполагаемые зоны спрединга, включая задуговые; 7 — крупные сдвиги; 8 — палеошироты (прерывистой линией показаны палеошироты для венда – раннего кембрия). На врезке «б» островные дуги Забайкалья: ДЖ – Джидинская, УД – Удино-Витимская и АТ – Ангино-Таланчанская. Пунктирной линией показано реконструированное движение океанической плиты с гайотами от спрединговой зоны ПАО в зону субдукции Джидинской дуги по данным [Гордиенко, Михальцов, 2001].

Примечание: масштаб дан для Сибирского кратона. Островные дуги, спрединговые зоны и микроконтиненты показаны вне масштаба.

Рис. 12. Модель эволюции океанических бассейнов МОСП в позднем неопротерозе - палеозое.

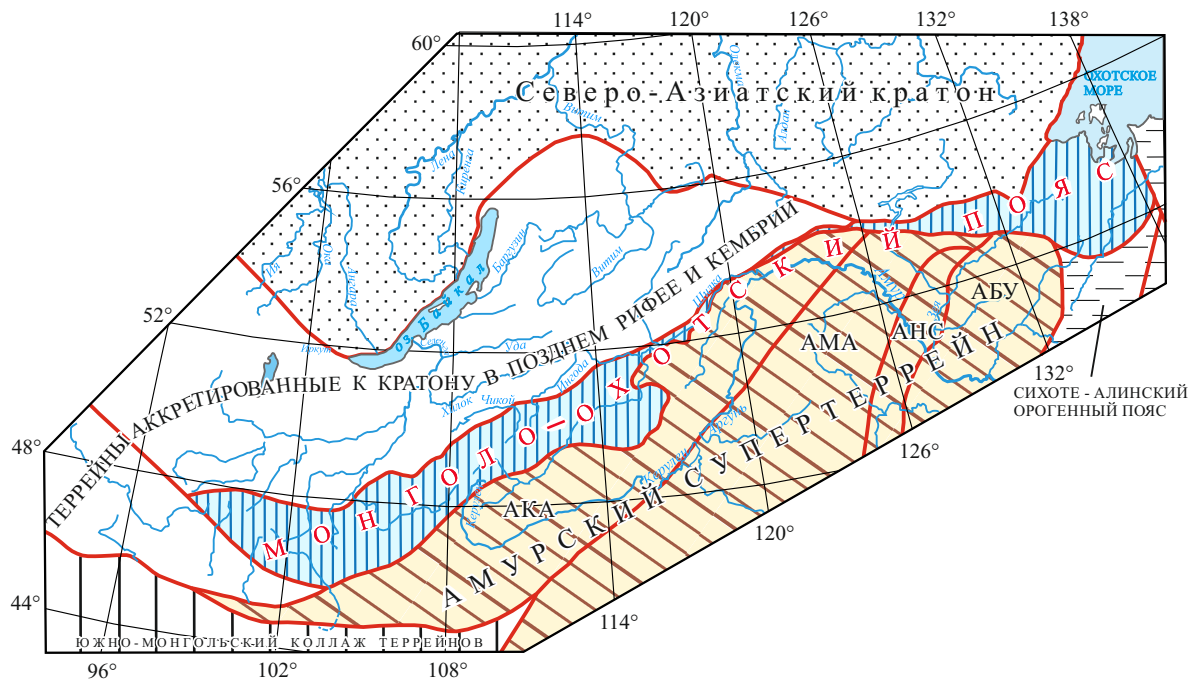
1 - континентальная (а) и океаническая (б) кора; 2 - островные дуги (цифры в кружочках): 1 – Ангино-Таланчанская, 2 – Удино-Витимская, 3 – Керуленская, 4 – Малхан-Ульдзутуйская, 5 – Дзунмодская, 6 – Норовлин-Ононская, 7 – Ольдойская, 8 – Береинская;

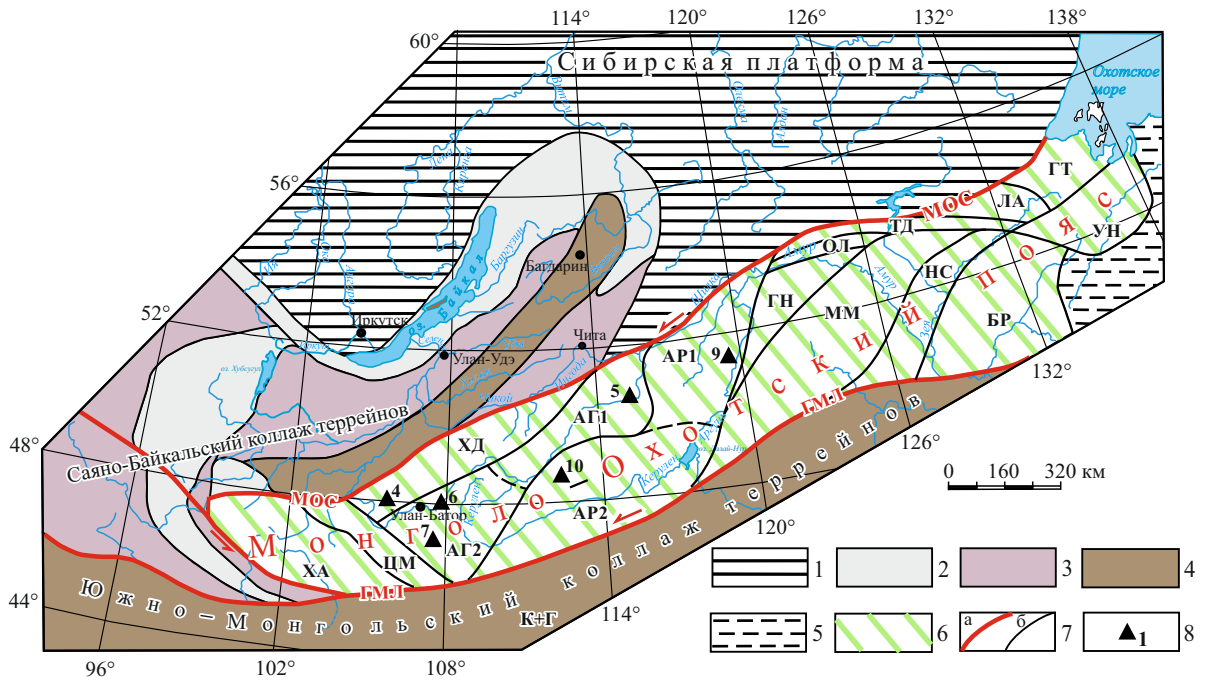
3 - аккреционные призмы преддуговых (а) и задуговых (б) бассейнов; 4 –габброиды (а) и гранитоиды (б) в островных дугах и активных континентальных окраинах; 5 – коллизионные (а) и внутриплитные (б) гранитоиды; 6 – направления движений океанических плит и спрединговых зонах в океанах (а) и надвиговых перемещений на континентах (б); 7 – мантийные плюмы (а) и потоки флюидов (б). Океаны: ПАО – Палеоазиатский; МОО – Монголо-Охотский; СК (БО) - Сибирский континент (Байкальская окраина); СК (МСО) – Сибирский континент (Муйско-Становая окраина); Б – Байкальский блок фундамента СК; ХДАКО – Хэнтэй-Даурская активная континентальная окраина; ВЗПКО – Восточно-Забайкальская пассивная континентальная окраина; ЦММ – Центрально-Монгольский микроконтинент; СМПКО – Северо-Монгольская пассивная континентальная окраина; СК (ЭДО) – Сибирский континент (Эрэн-Дабанская окраина); ВМПКО-Восточно-Монгольская пассивная континентальная окраина.

Таблица. Sm-Nd изотопные данные для пород Ишагинского купола.

Образец	Комплекс	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$
ОН-1 Гранит	Шахтаминский комплекс	246	17.47	125.34	0.0843	0.512347	2	-5.7	-2.2	948	1215
ОН-2 Гнейс	Ишагинская толща	780	1.03	6.08	0.1023	0.512191	3	-8.7	0.7	1313	1413
ОН-4 гранит	Урюмканский комплекс	778	3.32	21.64	0.0928	0.512297	2	-6.6	3.7	1077	1163
ОН-8 гранит	Урюмканский комплекс	784	5.93	33.36	0.1074	0.512292	2	-6.8	2.2	1232	1292

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории изотопных исследований ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург (аналитик А.Б. Котов).





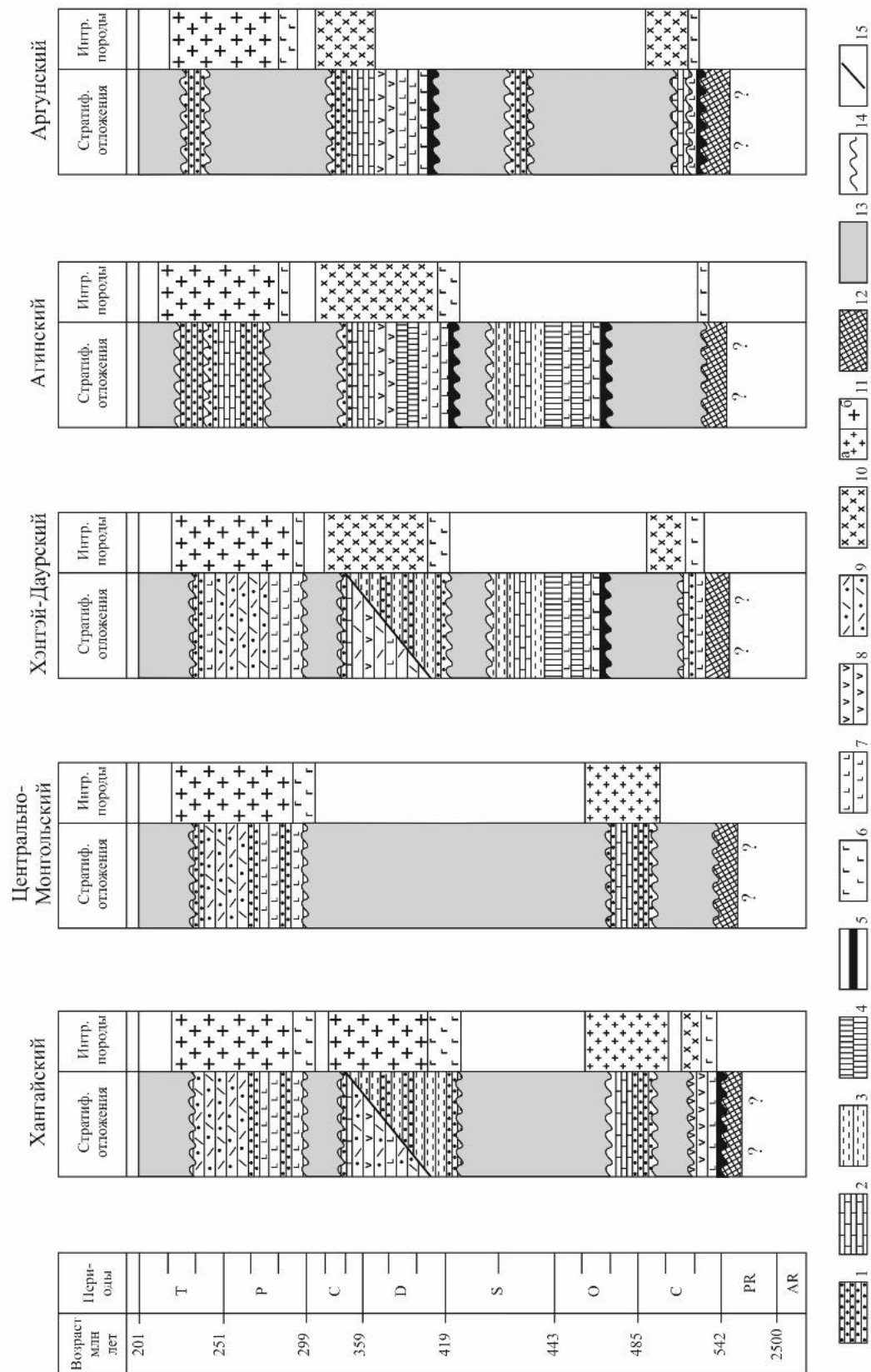


Рис. 3

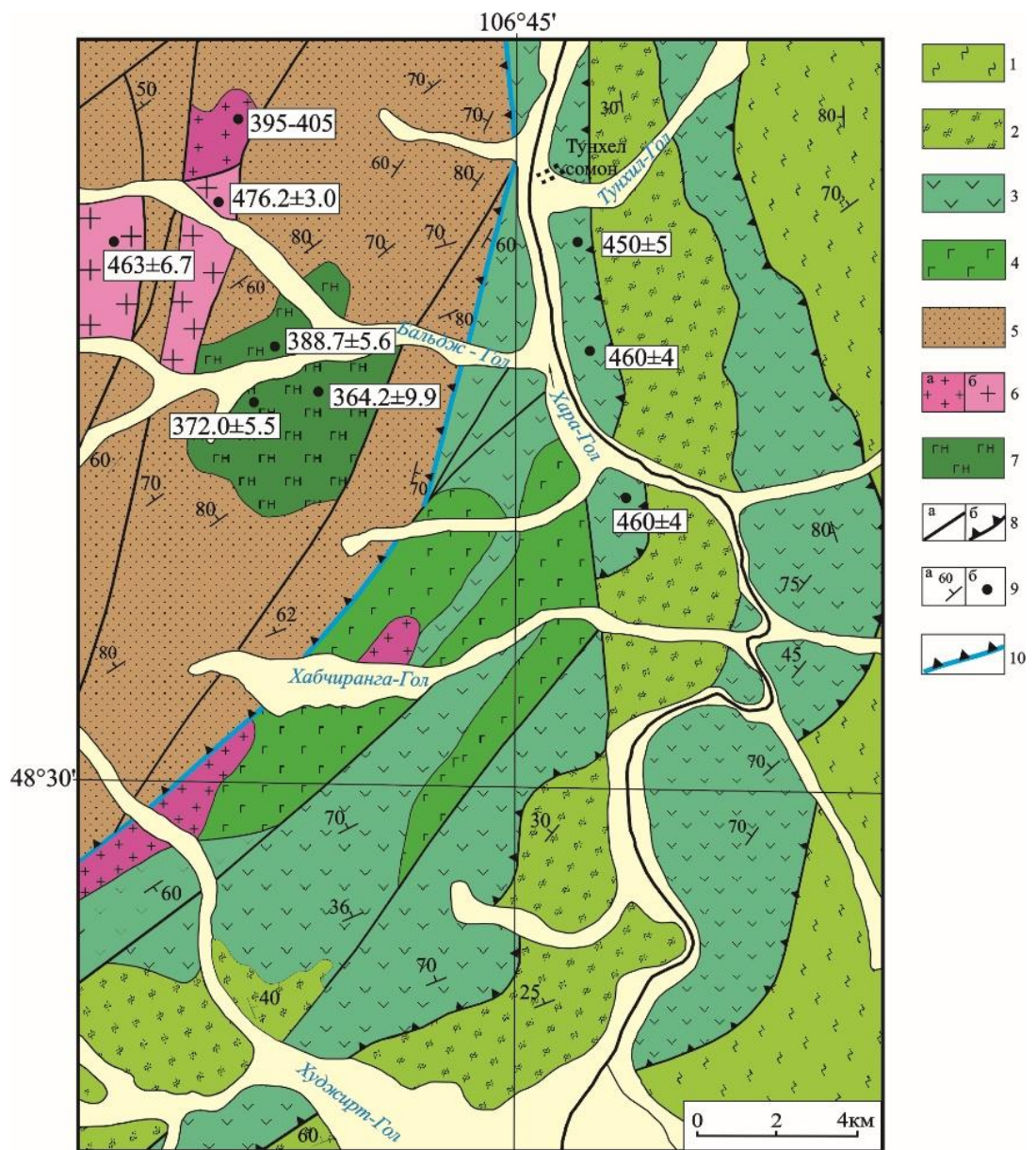
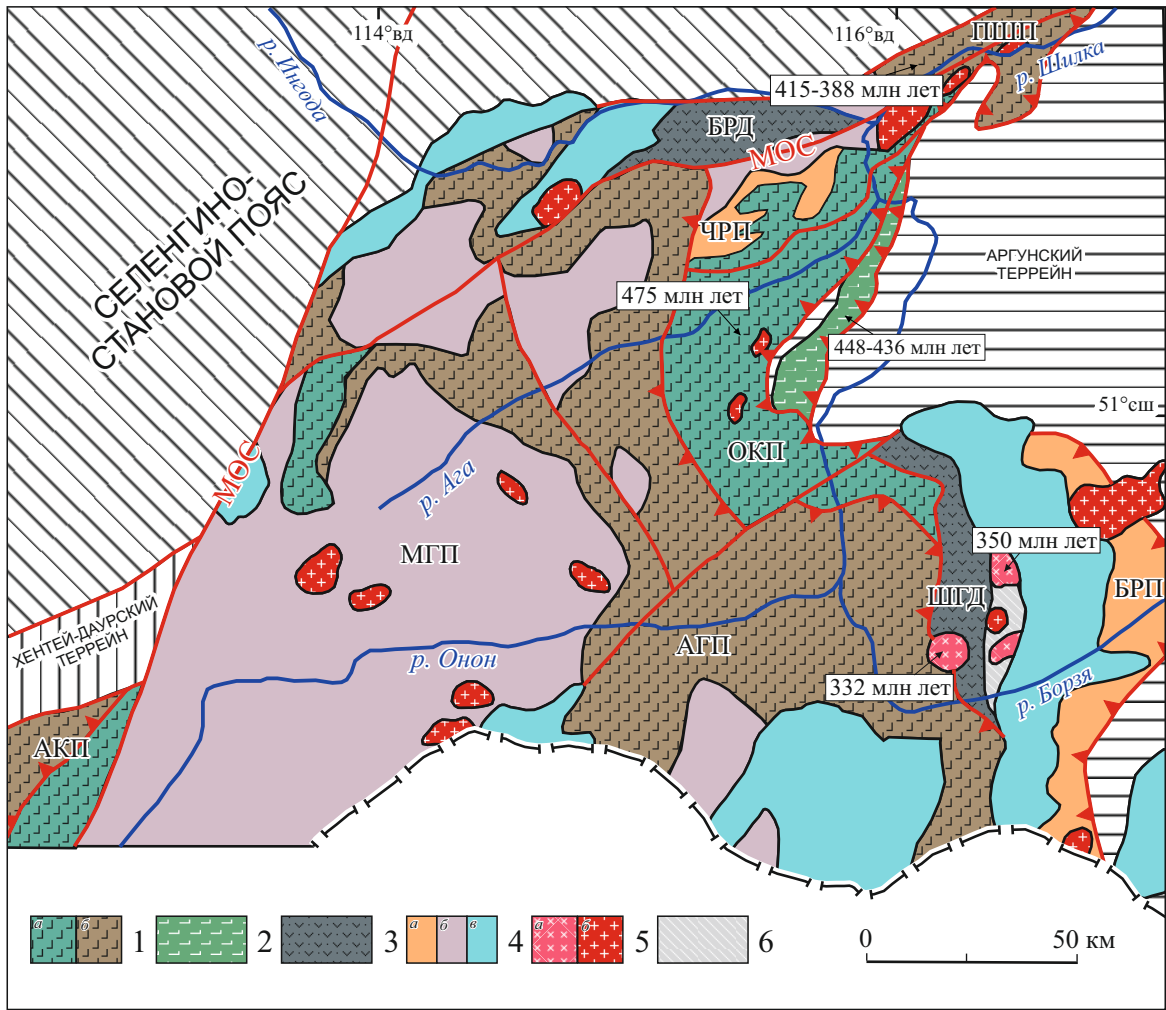
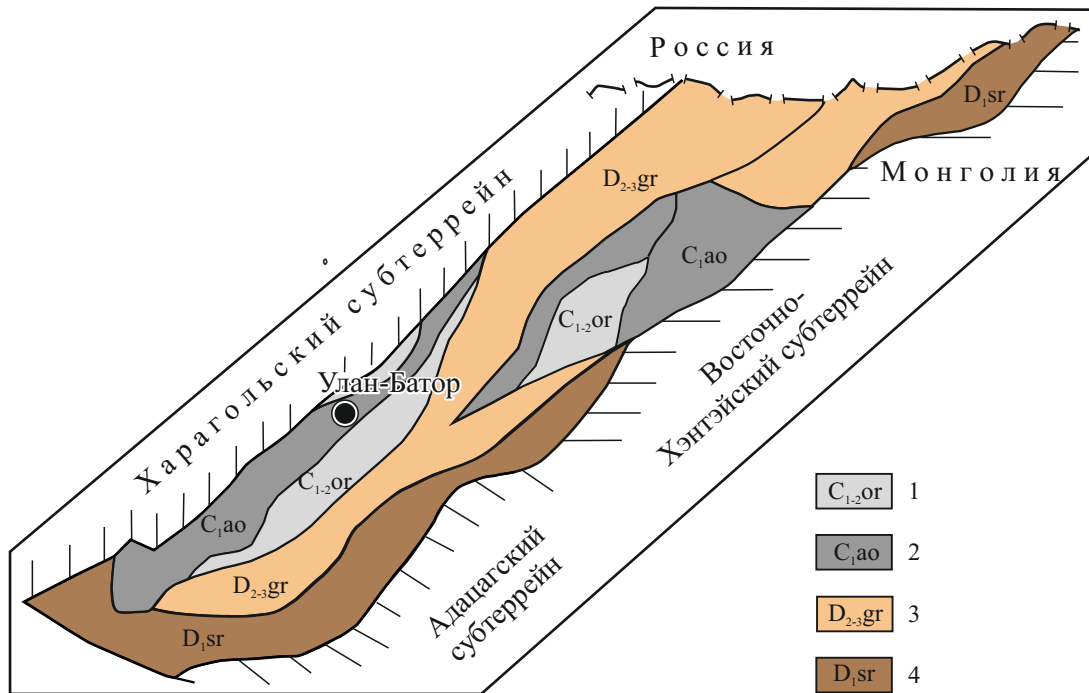


Рис. 4





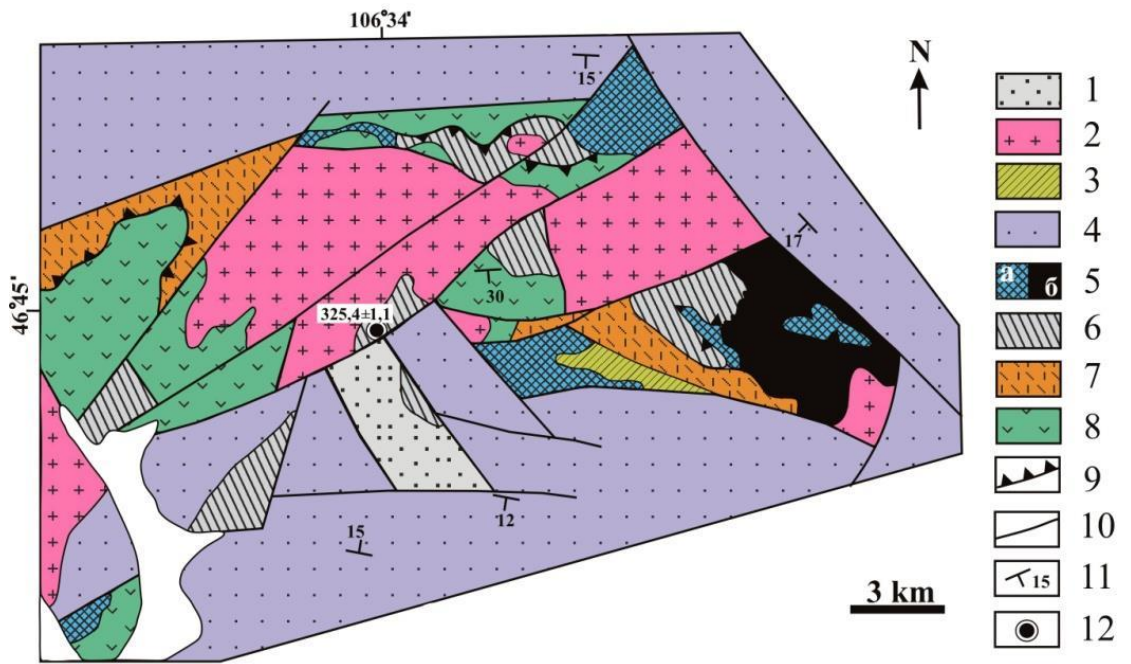


Рис. 7

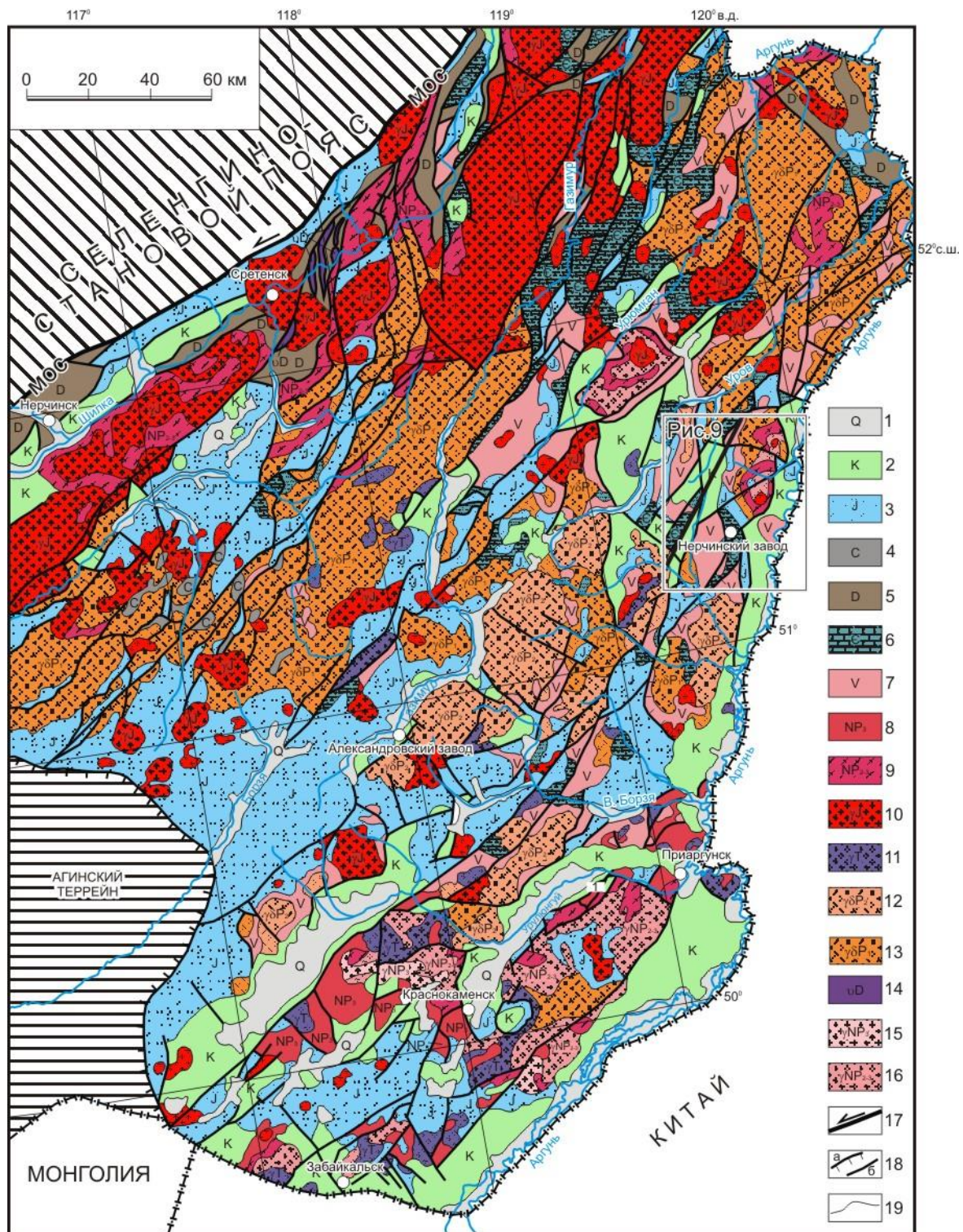


Рис. 8

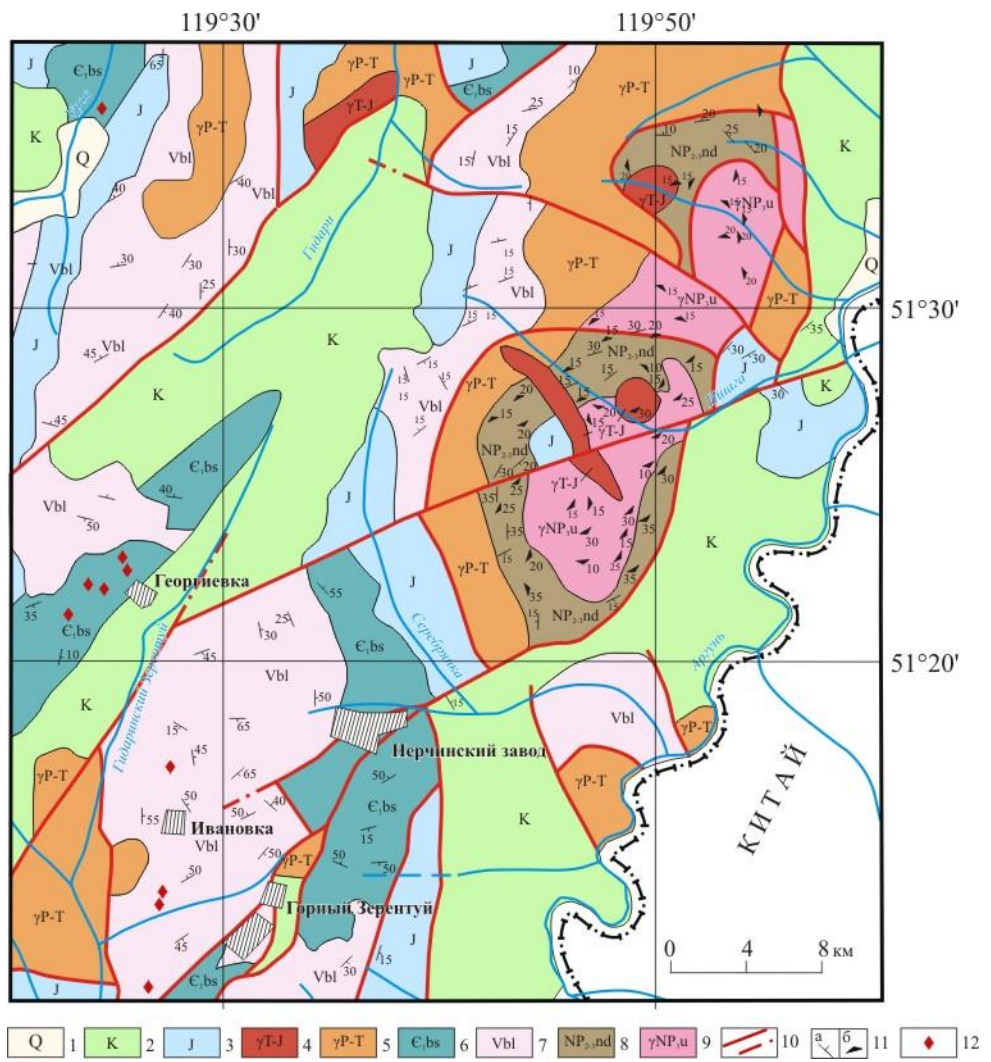


Рис. 9

