

РАНЕБАЙКАЛЬСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ТУВИНО-МОНГОЛЬСКОМ МАССИВЕ: КОЛЛИЗИЯ ОСТРОВНОЙ ДУГИ И МИКРОКОНТИНЕНТА

© 2001 г. А. Б. Кузьмичев

Институт литосферы РАН, 109180, Москва, Старомонетный пер., 22

Поступила в редакцию 23.12.99 г.

Рассмотрены тектонические события раннебайкальского (1000–800 млн. лет) этапа эволюции Тувино-Монгольского массива. В этих событиях принимали участие две палеоструктуры: осколок древнего кратона – Гарганский микроконтинент и Дунжугурская океаническая дуга. В современной структуре они представлены Гарганской глыбой и надвинутыми на нее с запада преддуговыми офиолитами. Гарганская глыба имеет двухъярусное платформенное строение. Амагматичный разрез осадочного чехла указывает на условия пассивной окраины. Дунжугурская дуга была обращена к микроконтиненту, о чем свидетельствует присутствие преддуговых осадков, перекрывающих офиолиты. После того как литосфера окраинного бассейна, разделявшего эти структуры, была полностью субдуцирована, под дугу пододвигалась окраина микроконтинента, в результате чего преддуговые офиолиты оказались надвинутыми на нее. Заклинивание зоны субдукции вызвало раскол литосферы и всплывание погруженной окраины микроконтинента. Это вызвало гравитационное оползание офиолитов в бассейн форланда. Продолжающееся встречное движение литосферных плит привело к возникновению новой зоны субдукции, наклоненной под Гарганский микроконтинент. Первые порции надсубдукционных вышлавков в новообразованной активной континентальной окраине представлены тоналитовыми магмами. Тоналиты внедрялись в фундамент и чехол Гарганского микроконтинента и в обдуцированные на него офиолиты. Возраст тоналитов, определенный Rb-Sr и U-Pb методами, составляет 790 млн. лет. Фанерозойские примеры показывают, что интервал времени между коллизией дуга–континент и выплавлением тоналит-трондьемитовых серий не превышает 10 млн. лет. Соответственно возраст коллизии Дунжугурской островной дуги и Гарганского микроконтинента составляет 800 млн. лет, что соответствует раннебайкальской или енисейской орогенной фазе байкальской эры тектогенеза.

ВВЕДЕНИЕ

Тувино-Монгольский массив – составной террейн, входящий в состав палеозойского складчатого обрамления Сибирского кратона (рис. 1). В строении массива принимают участие блоки раннедокембрийской континентальной коры и рифейские складчатые толщи, несогласно перекрытые вендско-кембрийскими шельфовыми отложениями. Такое строение указывает, что Тувино-Монгольский массив относится к байкалидам. Он оформился в виде обособленного консолидированного блока земной коры в венде и на протяжении позднего венда–среднего кембрия представлял собой микроконтинент, дрейфовавший по Палеоазиатскому океану [15]. Однако при попытках реставрации байкальских тектонических событий возникают труднопреодолимые препятствия, вызванные генетическим разнообразием позднерифейских комплексов, включающих вулканы по меньшей мере двух океанических дуг [8, 16], вулканы континентальной дуги [28], разнообразные задуговые и преддуговые отло-

жения [14] и др. Предполагалось, что эти комплексы формировались почти одновременно во второй половине позднего рифея, что заставляло реконструировать очень сложную и малоубедительную палеогеографическую обстановку.

Проведенное исследование показало, что перечисленные окраинно-континентальные и окраинно-океанические комплексы не являются разновозрастными, но относятся к разным этапам позднерифейского тектогенеза, что существенно упрощает палеогеографическую ситуацию для каждого из них и дает возможность разработать достаточно ясную и непротиворечивую модель. В статье приведена реконструкция палеоструктур первой половины позднего рифея (1000–800 млн. лет) и рассматриваются процессы их коллизии, соответствующие раннебайкальской орогении.

Исследования проводились в северо-восточной части Тувино-Монгольского массива, где расположен выступ раннедокембрийского кристаллического фундамента, известный под названием Гарганской глыбы (рис. 2, см. рис. 1). В этом рай-

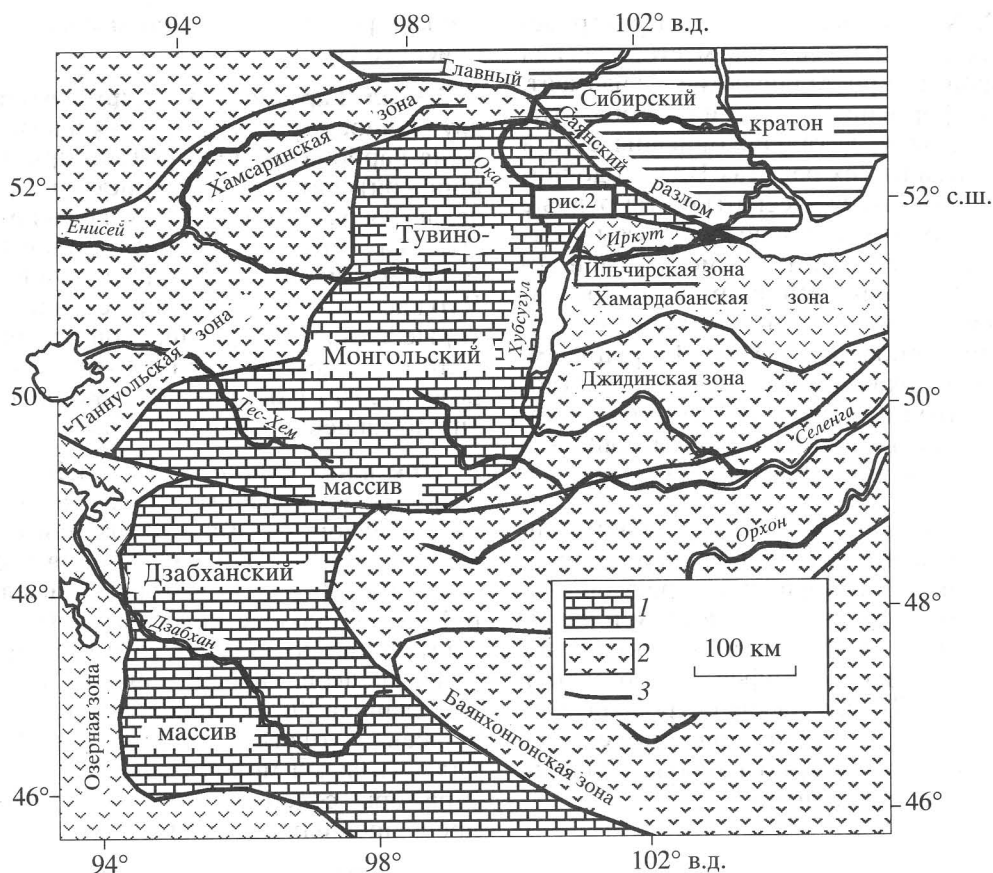


Рис. 1. Положение Тувино-Монгольского массива в структуре палеозойд юго-западного обрамления Сибирского кратона. 1 – байкалиды; 2 – каледониды; 3 – сутуры.

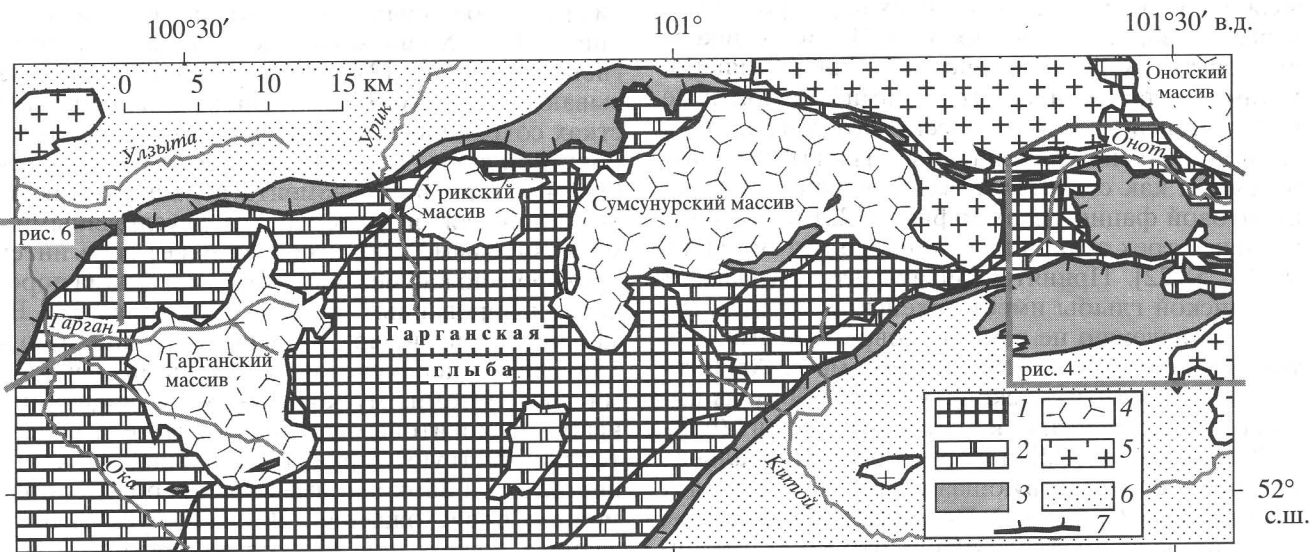


Рис. 2. Гарганская глыба в обрамлении офиолитовых покровов. Схема составлена по материалам государственных геологических съемок.

1 – фундамент Гарганской глыбы (AR-PR₁) и 2 – ее чехол (R_{2,3}); 3 – офиолиты (R₃); 4 – тоналиты сумсунурского комплекса (790 млн. лет); 5 – ордовикские граниты; 6 – неавтохтон (R₃-Pz₁); 7 – покровы. Местоположение рис. 2 см. на рис. 1.

оне с конца XIX в. изучались выходы ультраосновных пород, с которыми связаны месторождения асбеста и нефрита. Кристаллический фундамент, рифейский платформенный чехол и гипербазиты, обрамляющие глыбу, детально описаны еще в 30-е годы в классических работах В.Н. Лодочникова [20, 21]. В 50-е годы здесь открыты рудные месторождения золота, которые разрабатываются и поныне, и к настоящему времени район детально изучен. Офиолитовая природа гипербазитов и ассоциирующих с ними магматических и осадочных пород обоснована Н.Л. Добрецовым, Е.В. Склярным и их коллегами [4, 6, 7]. Эти геологи доказали, что габбровый, дайковый и вулканический комплексы офиолитовой ассоциации формировались в островодужной обстановке.

Таким образом, в северной части Тувино-Монгольского массива выделяются древний континентальный блок с докембрийским кристаллическим фундаментом и рифейским чехлом и офиолиты океанической дуги. Соответствующие им палеоструктуры позднего рифея – Гарганский микроконтинент и Дунжугурская островная дуга. Последняя названа по одноименному хребту, в окрестностях которого вскрыт наиболее полный и изученный разрез офиолитов.

ГАРГАНСКИЙ МИКРОКОНТИНЕНТ

Кристаллический фундамент сложен плагиогнейсами, амфиболитами, гнейсо-гранитами и кристаллическими сланцами, типичной чертой которых является присутствие ситовидных порфиробластов плагиоклаза, что дало повод В.Н. Лодочникову именовать их “плерогнейсами”, “плероамфиболитами” и “плерогнейсо-гранитами”. Реликтовые парагенезисы: ортопироксен–биотит–гранат и клинопироксен–магнезиальный гранат рассматриваются как свидетельства первоначально гранулитовой фации метаморфизма [22]. Выделяют не менее трех этапов наложенного метаморфизма [4, 5, 22]. Принято считать, что фундамент Гарганской глыбы имеет архейский возраст, однако он надежно не доказан современными изотопными методами. Имеется восемь K-Ar датировок по биотиту, мусковиту и амфиболу из амфиболитов, гнейсов и гнейсо-гранитов (683–2370 млн. лет) [1, 22], а также Rb-Sr минеральная изохрона, соответствующая возрасту 3 млрд. лет (данные Е.В. Склярна). Последнее определение, основанное на предположении, что Rb-Sr изотопная система оставалась закрытой на протяжении нескольких этапов наложенного метаморфизма, нуждается в независимом подтверждении. Кроме того, известно U-Pb определение возраста ордовикских гнейсо-гранитов из Дабан-Жалгинского “купола” (рис. 3), которое авторы интерпретиру-

ют как результат ремобилизации раннедокембрийского субстрата [27].

Чехол Гарганского микроконтинента имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза сложена карбонатными породами иркутной (монгошинской) свиты. В большинстве разрезов они отделяются разломами от пород фундамента, несмотря на это, их принадлежность к чехлу микроконтинента не вызывает сомнений [1, 9, 18]. Что касается вышележащих сланцевых толщ, которые относят к ильчирской, оспинской, уртагольской и другим свитам, то их положение в разрезе, возраст и обстановка накопления интерпретируются неоднозначно [4, 5].

Иркутная свита выделена В.Н. Лодочниковым [21], показавшим, что она залегает несогласно с конгломератами в основании на кристаллическом цоколе. Эти наблюдения подтверждены геологами ВСЕГЕИ, которые описали в бассейне р. Урик базальные конгломераты иркутной свиты мощностью до 120 м, содержащие гальку и валуны гнейсов, гнейсо-гранитов и кристаллических сланцев [9]. Основная часть иркутной свиты сложена толстослоистыми доломитовыми и кальцитовыми мраморами мощностью до 600 м. Мраморы содержат прослойки и пачки кремней, превращенных в кварциты.

Сходное строение и залегание иркутная свита имеет и северо-восточнее Гарганской глыбы, на левобережье верхнего течения р. Орот, что позволяет включить эти выходы в состав Гарганского микроконтинента (рис. 4, см. рис. 3). Здесь в бассейне руч. Дабан-Жалга расположен выступ диафорированных пород фундамента, который описан Е.В. Хаиным как окаймленный гранито-гнейсовый купол [27]. Однако наблюдения показывают, что в его обрамлении на отдельных участках сохранилось стратиграфическое залегание иркутной свиты на кристаллическом цоколе (см. рис. 4). Породы фундамента вблизи контакта с иркутной свитой замещаются двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, что может быть интерпретировано как результат метаморфизма пород, каолинизированных в коре выветривания. Базальный горизонт иркутной свиты мощностью до 15 м сложен перекристаллизованными кварцевыми гравелитами, мусковитовыми кварцитами и кварц-мусковитовыми сланцами. В метавелитах присутствуют зерна граната, эпидота, клинопироксена и циркона, имеющие, вероятно, обломочное происхождение. В кварц-мусковитовых сланцах содержание мусковита достигает 80%. Эти высокоглиноземистые породы могут рассматриваться как метаморфизованные отложения перемытой коры выветривания. Вышележащие горизонты свиты сложены мраморами и вторичными кварцитами и содержат прослойки двуслюдяных сланцев. Так же как и на Гарганской глыбе

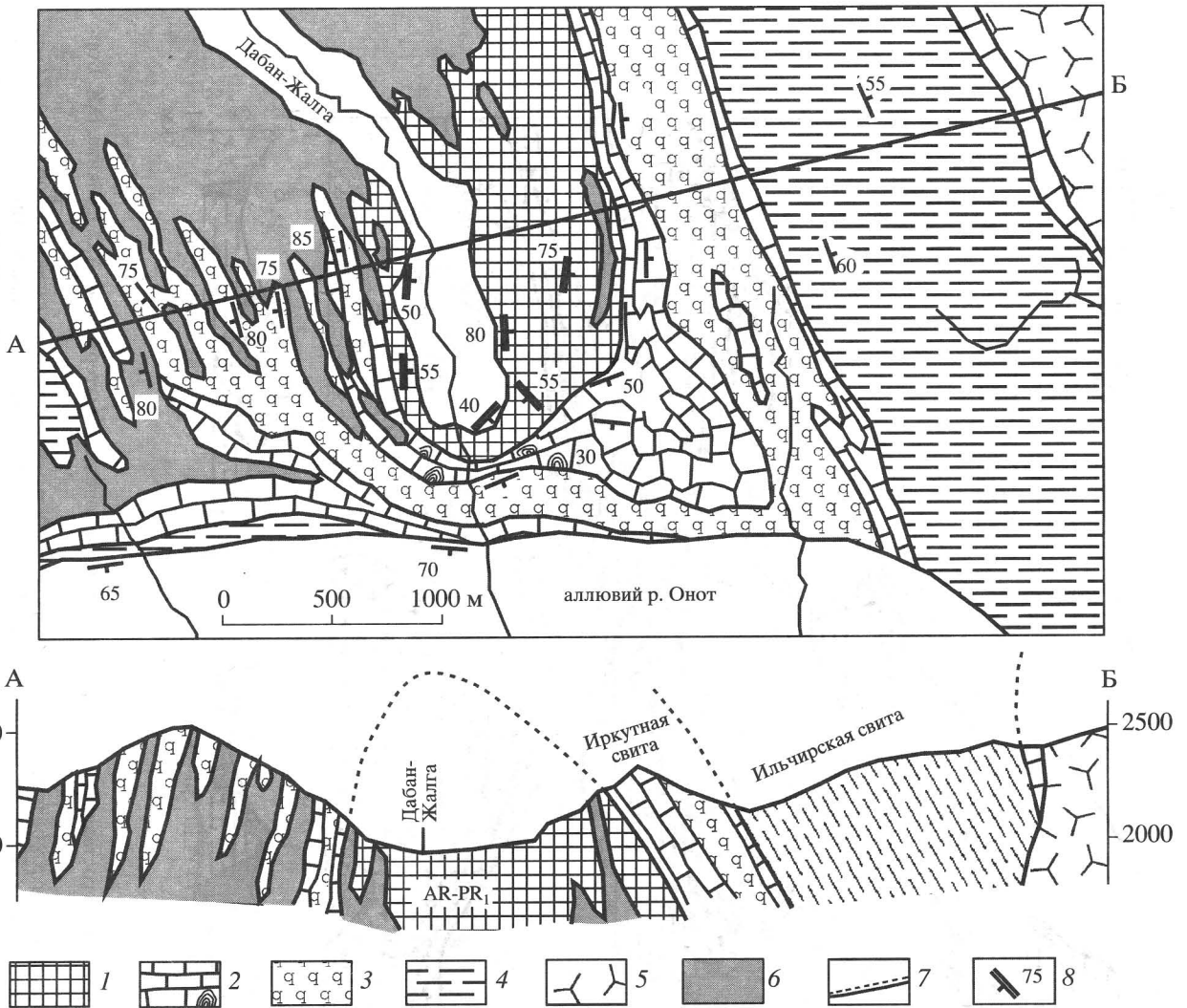


Рис. 3. Строение чехла Гарганского микроконтинента на левобережье р. Онот.

1 – кристаллический фундамент (AR-PR₁); 2, 3 – иркутская свита: 2 – мраморы (в том числе строматолитовые), 3 – вторичные кварциты; 4 – сланцы ильчирской свиты; 5 – тоналиты Онотского массива (R₃); 6 – ордовикские гранитоиды; 7 – поверхность несогласия; 8 – метаморфическая полосчатость в кристаллических сланцах и гнейсах. Местоположение рис. 3 см. на рис. 4.

присутствуют мраморизованные строматолитовые доломиты.

Позднерифейский возраст иркутской свиты определялся ранее по строматолитам и результатам К-Аг датирования валовых проб филлитов: 708–879 млн. лет [1, 9, 23]. В результате исследований, проведенных геологами Окинской экспедиции (А.М. Рогачев, Ю.П. Катюха, В.Г. Скопинцев, А.Н. Ключников и др., 1980–1995 гг.), стратиграфическая принадлежность карбонатных пород, ранее относившихся к иркутской свите, была пересмотрена. На основании литологических сопоставлений и находок проблематичных органических остатков они были отнесены к боксонской серии (V-C) и к дабанжалгинской свите (O-S).

Прорывание их тоналитами сумсунурского комплекса, имеющими возраст 790 млн. лет (см. ниже), опровергает эти заключения.

Ильчирская (оспинская) свита. На карбонатных породах иркутской свиты залегает толща, сложенная преимущественно черными сланцами, первоначально описанная В.Н. Лодочниковым [21] в составе ильчирской свиты. Оспинская свита выделена М.Ф. Шестопаловым и А.С. Ивановым в 1939 г. в северо-восточном обрамлении Гарганской глыбы [23]. В свиту были объединены зеленые и черные сланцы, пространственно связанные с гипербазитами. Первоначально ильчирская свита рассматривалась в составе чехла Гарганского микроконтинента, а оспинская свита, содер-

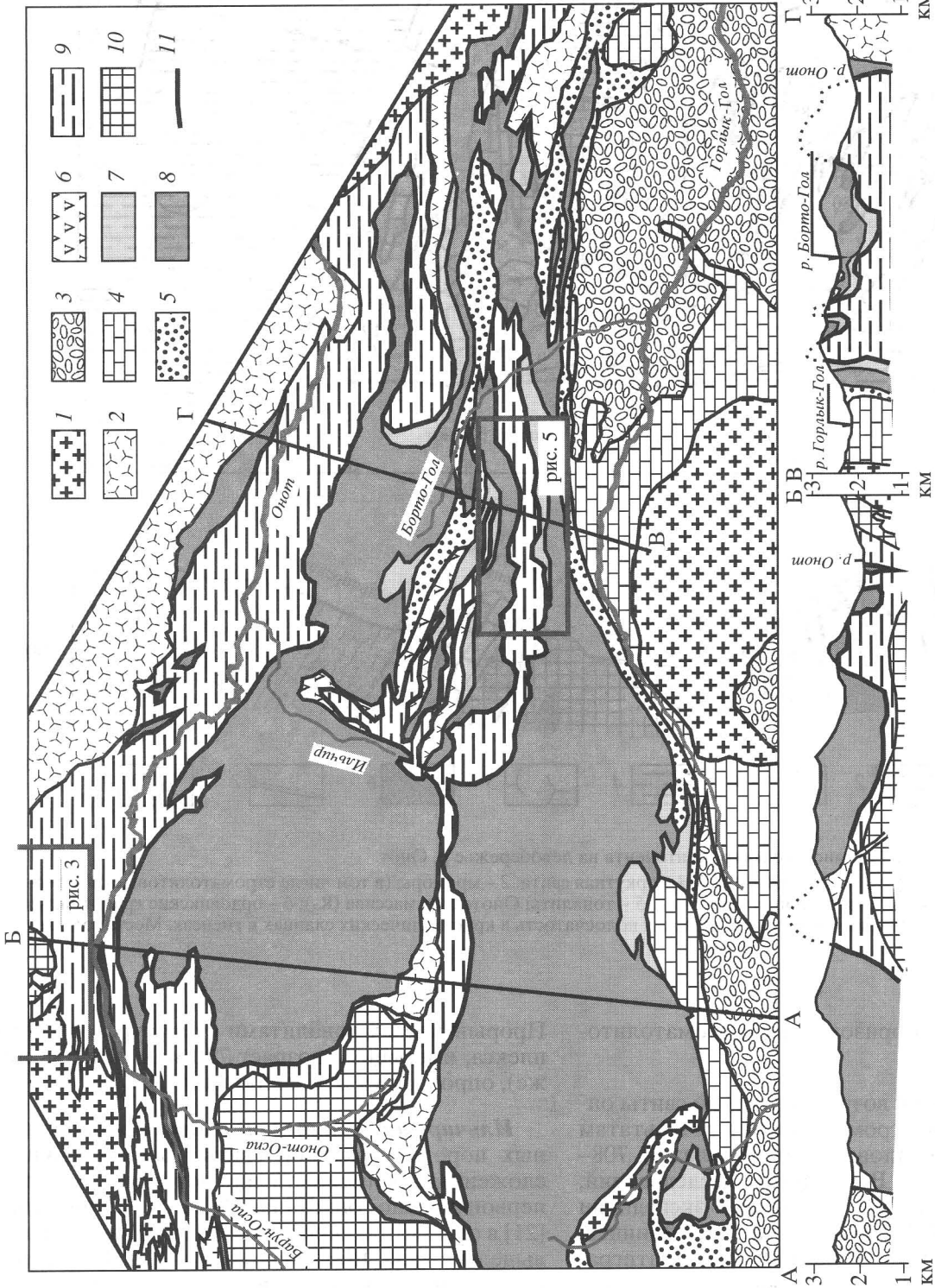


Рис. 4. Офиолитовый аллохтон в междуречье Онота и Горлык-Гола. Карта составлена по наблюдениям автора, дополнена материалами А.С. Осокина, В.К. Бормотина (1983 г.) и Е.В. Хаина (1985 г.).
 1, 2 – гранитоиды; 1 – палеозойские, 2 – позднерифейские; 3–5 – неавтохтон: 3 – обломочные отложения верхнебезымянной толщи и сагансайской свиты (PZ₁₋₂), 4 – карбонатные породы горлыкской свиты (V-Є), 5 – обломочные породы нижнебезымянной толщи (R₃); 6–8 – офиолиты: 6 – вулканический и 7 – дайковый, габровый, полосчатый комплексы, 8 – серпентинизированные ультрабазиты; 9, 10 – автохтон: 9 – чехол Гарганского микроконтинента, иркутская, ильчирская, оспинская свиты (R₃), 10 – кристаллический фундамент (AR-PR₁); 11 – подошва офиолитового аллохтона.

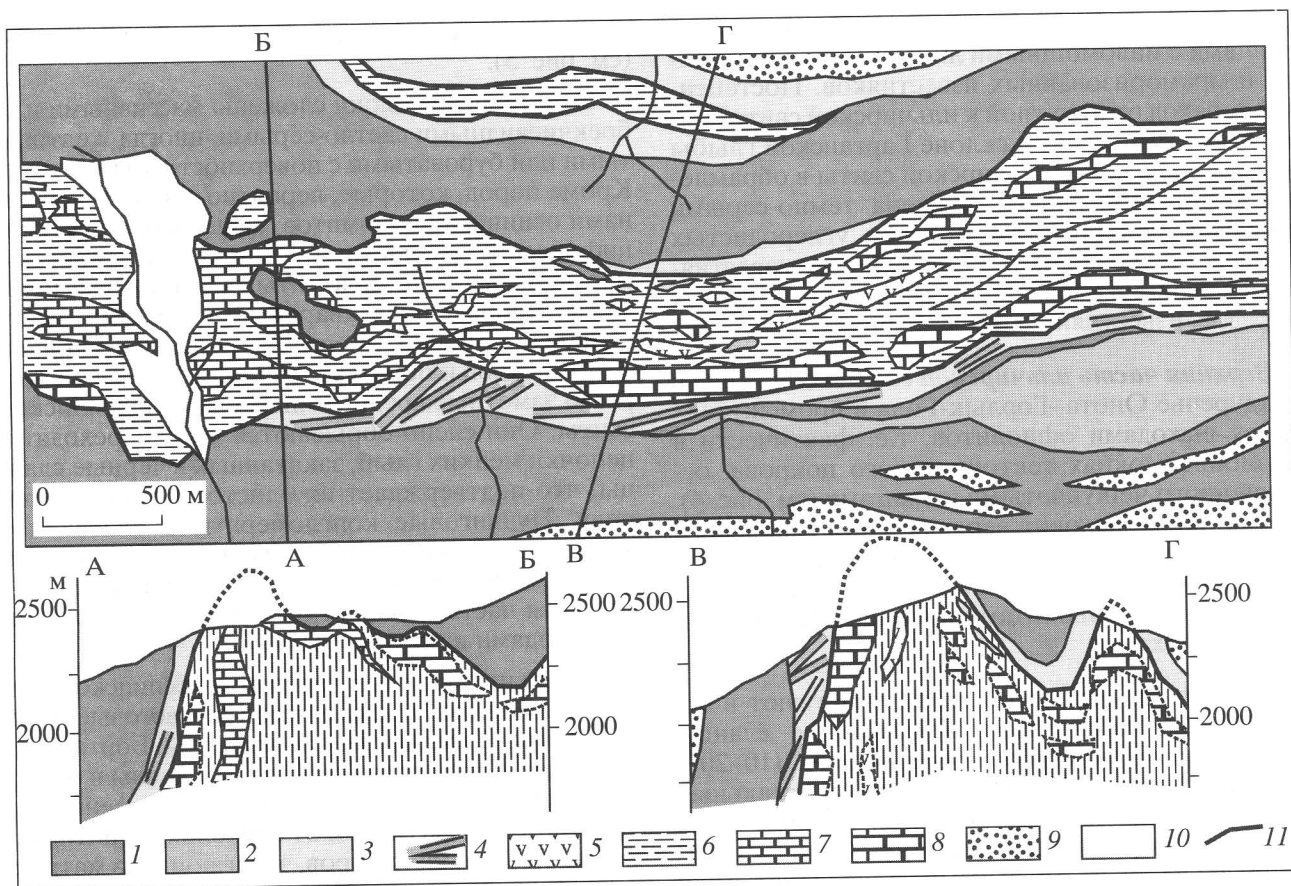


Рис. 5. Схема строения офиолитового покрова и подстилающей оспинской свиты на водоразделе Горлык-Гола и Борто-Гола.

1–5 – офиолиты: 1 – серпентинизированные ультрабазиты, 2 – расслоенный комплекс, 3 – габбро, 4 – дайковый комплекс, 5 – вулканиды; 6, 7 – оспинская свита: 6 – преимущественно сланцы, 7 – известняки; 8 – олистоциты иркутской свиты (преобладают) и будинированные фрагменты карбонатных пород оспинской свиты нерасчлененные; 9 – офиолитокластовые обломочные породы нижнебезымянной толщи; 10 – рыхлые отложения; 11 – подошва офиолитового аллохтона. Местоположение рис. 5 см. на рис. 4.

жащая вулканиды, относилась к его “эвгеосинклинальному” обрамлению. В дальнейшем возникла некоторая путаница в применении этих названий. При геологическом картировании к оспинской свите стали относить черносланцевые толщи, не отличимые от ильчирской свиты в понимании В.Н. Лодочникова. Одновременно ильчирская свита стала характеризоваться как осадочно-вулканогенная толща, содержащая зеленокаменно-измененные базальты и андезиты, тесно ассоциирующие с рассланцованными туфами и туффитами [5]. “Вулканогенно-осадочный” тип разреза описан в южном и северо-восточном обрамлении глыбы, где видима мощность свиты сильно сокращена, а разрез, по существу, представлен тектонитами, в которых надежное выяснение природы вулканидов и распознавание туфогенных пород проблематично. В междуречье Онота и Горлык-Гола, где породы дислоцированы значительно слабее и где изначально выделялась имен-

но оспинская вулканогенно-осадочная свита, вулканиды имеют тектонические взаимоотношения со сланцами и принадлежат фрагментам офиолитов (рис. 5, см. рис. 4). Таким образом, ясные литологические критерии для различения оспинской и ильчирской свит отсутствуют. Они обе сложены черносланцевым комплексом и представляют собой единое стратиграфическое подразделение, для которого уместно сохранить название, данное В.Н. Лодочниковым [21]. Для разрезов, расположенных в междуречье Онота-Горлык-Гола, которые традиционно относились к оспинской свите, предлагается сохранить это название в качестве местного синонима верхней части ильчирской свиты.

Нижний контакт ильчирской свиты наблюдался на левобережье р. Онот (см. рис. 3). Здесь на мраморах иркутской свиты согласно залегают темно-серые микрокварциты, сменяющиеся выше темно-серыми ороговикованными биотито-

выми, гранат-биотитовыми и двуслюдяными сланцами с маломощными линзами микрокварцитов и мраморизованных известняков. Постепенный переход от иркутской к ильчирской свите описан также на северном склоне Гарганской глыбы [4]. Основная часть ильчирской свиты в обрамлении Гарганской глыбы сложена темно-серыми сланцами; присутствуют прослои углеродистых сланцев, мелкозернистых песчаников, известняков. Песчаники характерны для северо-западных разрезов, известняки – для восточных.

Верхняя часть ильчирской свиты обнажена в междуречье Онота–Горлык-Гола в промежутках между выходами офиолитов, т.е. фактически в эрозионных окнах тектонического покрова, осложненного чешуйчатými надвигами (см. рис. 4). В этих окнах выходит верхняя часть сланцевого разреза (оспинская свита), которая заслуживает более подробного описания, учитывая, что она ассоциирует с офиолитами и включалась ранее в состав аллохтона.

В строении оспинской свиты участвуют в основном два типа пород: темно-серые сланцы (преобладают) и карбонатные породы (10–20% объема). Менее 10% приходится на остальные разности: кварцевые алевролиты, зеленые сланцы, конгломераты, олистостромы. Сланцы представлены плитчатыми серыми тонкослоистыми и неяснослоистыми породами, переходящими, с одной стороны, в листоватые углистые сланцы, с другой – в светло-серые кварцевые алевролиты, иногда присутствуют пачки зелено-серых филлитов. Гранулометрический состав меняется незакономерно: ритмичность и градационная слоистость отсутствуют. Отмечаются горизонты “мурных” сланцев с гравием и плавающей галькой карбонатных пород, реже кварца и основных эффузивов.

Карбонатные породы оспинской свиты представлены светло- и темно-серыми слоистыми и неяснослоистыми известняками, связанными постепенными переходами со сланцами. Многие прослои имеют линзовидную форму и не прослеживаются на значительное расстояние. Присутствуют постепенные переходы от слоистых известняков к массивным доломитам. Изменение состава сопровождается резким увеличением мощности, в частности, был описан 10-сантиметровый пласт известняка, переходящий по простираю в доломитовую линзу, мощностью более 1 м. Доломитовые раздувы, возможно, представляют собой полностью перекристаллизованные биогермы. Они легко превращаются в будины под подошвой офиолитового покрова и оказываются закатанными в сланцы. Это обстоятельство не позволяет во всех случаях с уверенностью отличить их от экзотических карбонатных олистолитов, также

присутствующих в верхних горизонтах свиты (см. рис. 5).

Экзотические блоки сложены массивными или брекчиевидными светло-серыми, иногда желтоватыми или буроватыми с поверхности доломитами. Кроме пород, которые, вероятно, являются будинами оспинских доломитов, распространены специфические разности: бурые крупнозернистые мраморизованные доломиты, желтоватые доломиты, пронизанные кварцевыми жилами, и пр. Отдельные блоки имеют размеры в несколько сотен метров и образуют выступы в рельефе, хорошо заметные среди темных сланцев оспинской свиты. Они слепо обрываются либо переходят в цепочки мелких глыб, закатанных в черные сланцы, что подтверждает их олистостромовую природу. Пудинговые конгломераты с плавающей карбонатной галькой, вероятно, представляют собой смежную фацию. Автор предполагает, что большая часть карбонатных олистолитов сложена породами иркутской свиты.

В верхних видимых горизонтах оспинской свиты наблюдались также офиолитокластовые олистостромы. В частности, в междуречье Борто-Гола и Горлык-Гола отмечались глыбы, линзы и округлые обломки апосерпентинитовых лиственитов и тремолититов размером от нескольких сантиметров до нескольких метров, залегающие в матрице из буровато-серых сланцев. Последние сохраняют нормальную слоистость. На левом борту р. Борто-Гол вблизи ее водораздела с р. Онотом наблюдались также обломки серпентинитов в слоистых известняках оспинской свиты. В этих примерах породы не имеют признаков тектонического перемешивания. Кроме того, в сланцах присутствуют многочисленные линзы серпентинитов, лиственитов, габброидов и метабазальтов, которые могут являться либо олистолитами, либо блоками в глинистом меланже.

Подобные олистостромы отмечены только в разрезах, расположенных к востоку от Гарганской глыбы, соответствующих внутренним частям микроконтинента. В северо-западных разрезах на правобережье р. Ока также описывались офиолитокластовые олистостромы [7]. Проведенные наблюдения показали, что здесь действительно присутствуют линзы серпентинитов и габброидов, залегающие в интенсивно тектонизированных сланцах ильчирской свиты. Эти линзы представляют собой тектонические клинья и чешуи образовавшиеся в подошве офиолитового покрова. Седиментологические доказательства их олистостромовой природы отсутствуют.

Таким образом, чехол Гарганского микроконтинента в нижней части сложен мелководными доломитами, несогласно залегающими на кристаллическом цоколе, в верхней части – преимущественно черными сланцами. Разрез амагмати-

чен и вполне обычен для пассивных континентальных окраин. Верхние горизонты чехла во внутренней части микроконтинента, включающие олистостромовые горизонты, отлагались в бассейне форланда синхронно с орогенезом.

ДУНЖУГУРСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

Породы островной дуги в современной структуре представлены офиолитами, выходы которых образуют два прерывистых пояса, обрамляющих Гарганскую глыбу. Эти пояса сливаются вблизи восточного окончания глыбы, являясь, таким образом, фрагментами единого деформированного и эродированного аллохтона, останцы которого присутствуют также и на самой глыбе [7, 13]. Наиболее представительные разрезы офиолитов обнажены на двух участках: западнее Гарганской глыбы в районе нижнего течения р. Боксон (Дунжугурский участок) и восточнее глыбы в междуречье Онота и Горлык-Гола (см. рис. 2).

Западнее Гарганской глыбы в пределах Дунжугурского участка присутствуют все комплексы пород, выделяемые в стандартной последовательности офиолитовой ассоциации: серпентинизированные гарцбургиты реститового комплекса; породы переходной зоны (включая кумулятивный комплекс и нижнее габбро); верхнее габбро со шлирами плагиогранитов; дайковый комплекс; гиалокластитовые брекчии, массивные и шаровые лавы вулканического комплекса и глубоководные осадки (рис. 6). Разрез офиолитов считается одним из наиболее полных в Урало-Монгольском складчатом поясе и детально описан в серии публикаций [7, 8, 34 и др.]. К опубликованным описаниям следует добавить дополнительные сведения по дайковому и осадочному комплексам. Дайковый комплекс, обнаженный на правом берегу р. Оки, сложен параллельными и пологосекущими дайками с двусторонними, реже односторонними зонами закалки. Преобладающие простирания даек ориентированы почти перпендикулярно региональному простиранию структур (см. рис. 6), что отвечает, по-видимому, первичной ориентации островной дуги. Осадочные породы, участвующие в строении чешуйчато-надвиговой структуры офиолитов, представлены несколькими комплексами, сформировавшимися в различной обстановке. К первичной осадочной оболочке офиолитового разреза с достаточной достоверностью можно отнести турбидиты, обнаженные на западном склоне Дунжугурского хребта и по берегам р. Боксон. Они пронизаны силлами габбро-диабазов и не образуют целостного разреза. Турбидиты содержат линзы и прослои грубозернистых песчаников, гравелитов и конглобрекчий, представляющих отложения грязекаменных и зерновых потоков. Они

имеют офиолитокластовый состав и содержат обломки пород всех комплексов офиолитовой ассоциации. Преобладают вулканомиктовые разности, состоящие из обломков пород вулканического комплекса, подобного тому, что слагает хр. Дунжугур. Присутствуют песчаники, полностью состоящие из перемытого гиалокластита, и конглобрекчии с переложенными шарами пиллоу-лав. Распространены структуры подводного оползания и обрушения: внутрислоевая дисгармоничная складчатость, горизонты, состоящие из разноориентированных перемятых обрывков пластов турбидитов. В современных координатах оползание осуществлялось с северо-востока на юго-запад. Эти структуры так же, как и отложения грязекаменных потоков, указывают на склонную обстановку осадконакопления. Осадочная толща может быть сопоставлена с отложениями преддугового прогиба. В современных преддуговых прогибах осадки представлены преимущественно турбидитами и также содержат отложения обломочных потоков, состоящие из вулканических пород и экзотических разностей, среди которых присутствуют серпентиниты [36]. Насыщенность разреза силлами габбро-диабазов согласуется с такой интерпретацией [35].

Неоавтохтон представлен красноцветными терригенными породами, которые могут быть сопоставлены с нижнесархойской толщей (R_3), и карбонатными толщами боксонской серии (V-Є). Последние несогласно залегают на всех перечисленных комплексах.

Геохимия офиолитов рассмотрена в серии статей Н.Л. Добрецова, Е.В. Склярова, Э.Г. Конникова и их коллег [4, 7, 8, 34]. Согласно выводам этих геологов, в дайковом и вулканическом комплексах преобладают андезитово-базальты известково-щелочной серии. Поздняя генерация секущих ветвящихся даек и отдельные лавовые потоки сложены породами бонинитовой серии, которые образуют обособленную петрохимическую группу. Комагматичные разности выявлены также среди пород габбрового комплекса. Такой характер магматизма указывает, что офиолиты формировались в обстановке океанической островной дуги [33].

Современная структура Дунжугурского участка образована пакетом крутопадающих надвиговых чешуй, которые можно объединить в три покрова (см. рис. 6). В нижнем покрове присутствуют породы почти всех комплексов офиолитов, распределение которых по чешуям лишено ясных закономерностей. Только в этом покрове присутствуют выходы дайкового комплекса и сохранились слабо нарушенные фрагменты разреза, охватывающие полосчатый, габбровый и дайковый комплексы. Средний покров сложен породами вулканического и осадочного комплексов, верх-

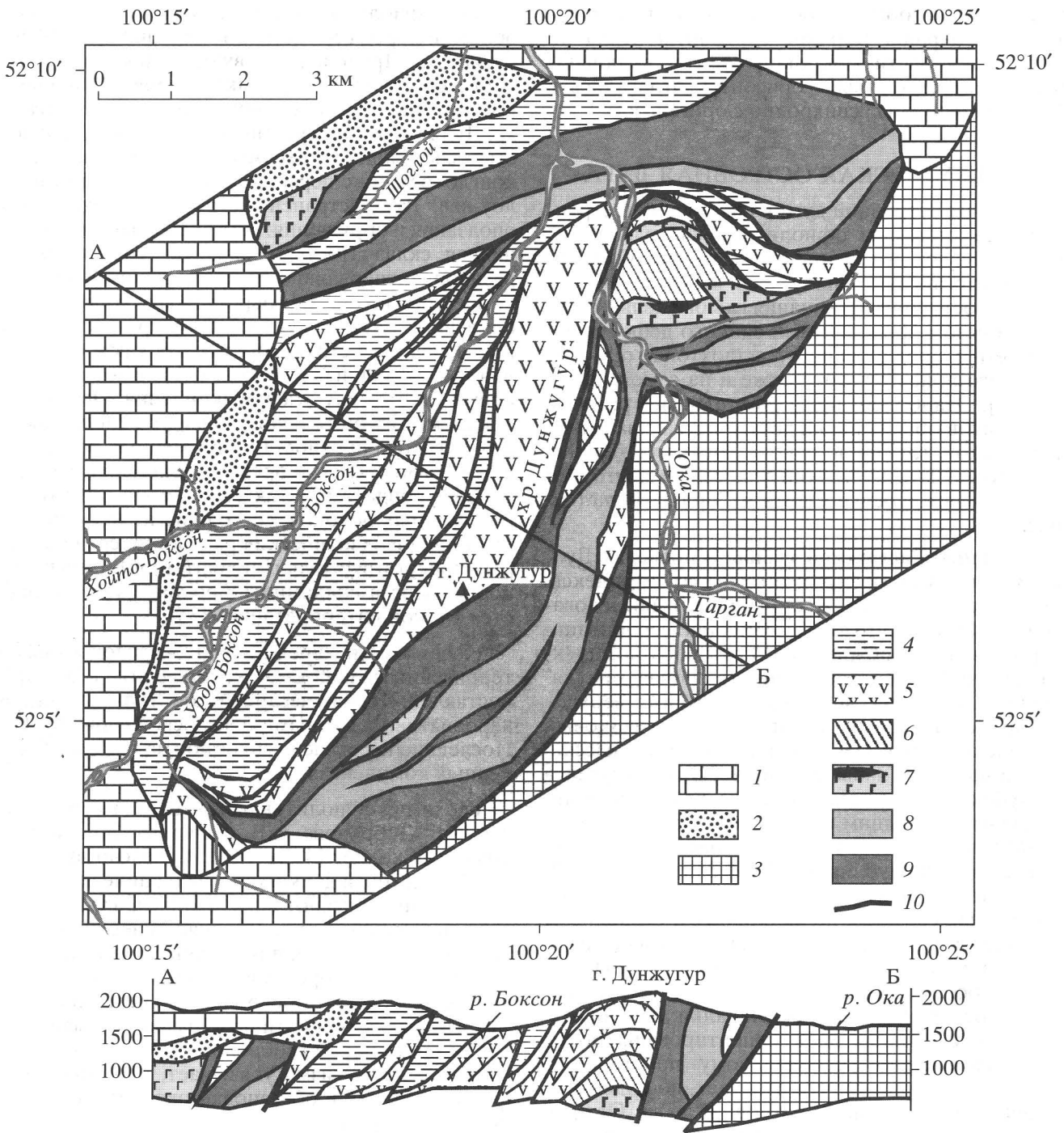


Рис. 6. Схема строения офиолитовых покровов Дунжугурского участка.

1 – платформенные отложения боксонской серии и мангатгольской свиты (V-O₁); 2 – пестроцветные обломочные отложения нижнесархойской толщи (?) R₃; 3 – чехол Гарганского микроконтинента (монгошинская и ильчирская свиты) R₃; 4–9 – офиолитовый аллохтон, комплексы: 4 – осадочный, 5 – вулканический, 6 – дайковый, 7 – габбровый с жилами плагиогранитов, 8 – расслоенный, 9 – реститовый; 10 – главные разломы. Кайнозойские породы и силлы габбро-диабазов не показаны. Местоположение рис. 6 см. на рис. 2.

ний – преимущественно серпентинитами и кумулятами.

К востоку от Гарганской глыбы в междуречье рек Онот, Саган-Сайр и Горлык-Гол офиолиты

слагают деформированный и эродированный тектонический покров мощностью не менее 2 км (см. рис. 4). На большей части площади офиолиты залегают на породах оспинской свиты в виде

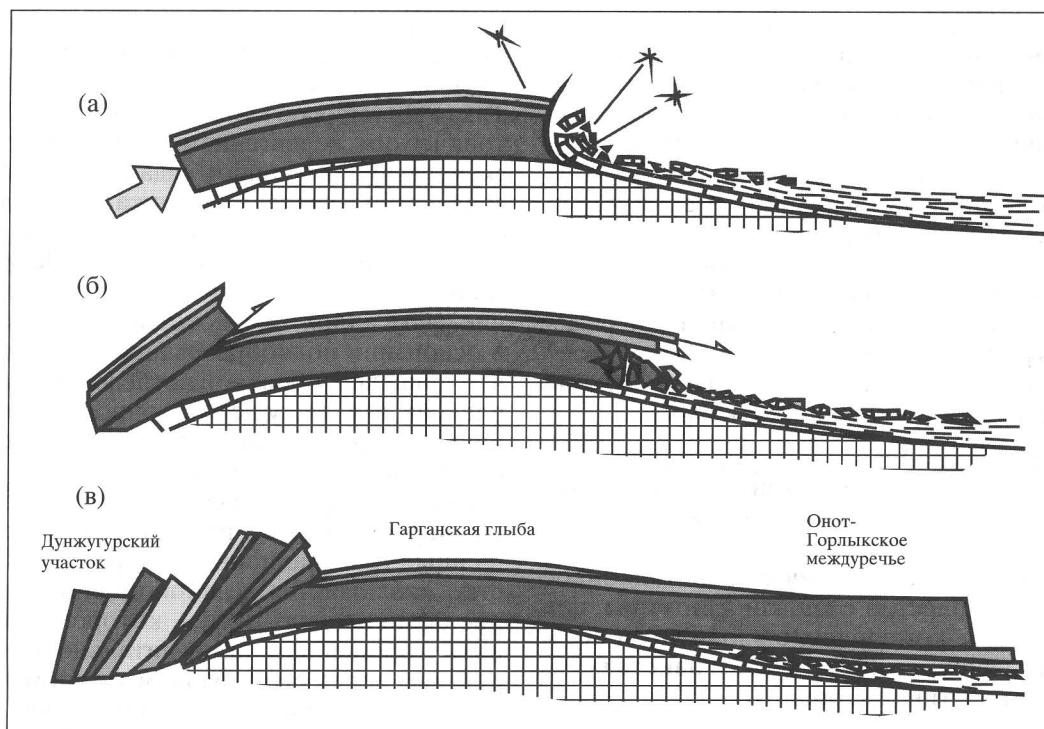


Рис. 7. Схема обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу: а – принудительное надвигание офиолитового покрова, сдвигание платформенного чехла с Гарганской глыбы и формирование в тыловом оспинском бассейне карбонатокластовой олистостромы; б – формирование офиолитокластовой олистостромы, конседиментационное оползание покровов, сложенных верхними комплексами офиолитовой ассоциации, в оспинский бассейн; в – конседиментационное надвигание главного офиолитового покрова в бассейн форланда поверх более ранних покровов сложенных верхними комплексами офиолитов, формирование чешуйчато-надвиговой структуры на Дунжугурском участке. Серыми заливками показаны офиолиты, крапом – фундамент и чехол Гарганского микроконтинента.

синформ, разобращенных гребневидными антиклиналями, в которых “выжимаются” более легкие и пластичные подстилающие породы (см. рис. 4). Местами наблюдается относительно пологое залегание офиолитов с эрозионными окнами и тектоническими останцами (см. рис. 5). Офиолитовый покров более чем на 80% сложен гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Последние представлены массивными антигоровыми разностями с реликтами магматических минералов, в меньшей степени – развальцованными хризотиловыми разностями. Местами, вблизи подошвы покрова и в мелких останцах и клиньях, серпентиниты лиственитизированы или превращены в тальк-карбонатный агрегат. Зоны меланжа приурочены к основанию покрова. Они сложены развальцованными хризотиловыми серпентинитами, местами перемешанными с породами оспинской свиты, и содержат линзы и блоки тремолититов, разнообразных пород основного состава, родингитов; в одном случае отмечены гранатовые амфиболиты.

Выходы пород полосчатого, габбрового, дайкового и вулканического комплексов приурочены

к основанию покрова. Сохранились лишь их фрагменты, залегающие в обратной последовательности: нижняя пластина сложена вулканитами, выше залегают габброиды, над ними – породы полосчатого комплекса (см. рис. 4, 5).

Неоавтохтон представлен: 1) обломочными породами нижнебезымянной толщи, несогласно залегающими на офиолитах и содержащими офиолитокластовые песчаники и конгломераты (R_3); 2) карбонатными породами горлыкской свиты (аналог боксонской серии V-С), несогласно залегающими на офиолитах и породах нижнебезымянной толщи; 3) известковистыми песчаниками, алевролитами и пудинговыми конгломератами верхнебезымянной толщи; 4) обломочными породами сагансайрской свиты ($D?$), несогласно залегающими на горлыкской свите и верхнебезымянной толще [13].

ОБДУКЦИЯ ОФИОЛИТОВ НА ГАРГАНСКУЮ ГЛЫБУ

В пределах Гарганской глыбы офиолитовый аллохтон залегает на разных горизонтах чехла, а

местами на кристаллическом основании. К востоку от Гарганской глыбы аллохтон залегает конформно на сланцах оспинской свиты, содержащих горизонты карбонатокластовой олистостромы. Эту ситуацию можно интерпретировать следующим образом: при надвигании покрова на Гарганскую глыбу с нее частично, а местами полностью был содран платформенный чехол и его фрагменты были сгружены в тыловом бассейне, куда покров надвигался конседиментационно [13] (рис. 7а). Соответственно, направление перемещения покрова определяется как восточное-юго-восточное, что согласуется с юго-восточной vergentностью региональной структуры.

Возможны два варианта интерпретации опрокинутого залегания офиолитов в междуречье Онота–Горлык–Гола: 1) подворачивание нижнего края покрова с образованием лежащей антиклинали и 2) последовательное гравитационное соскальзывание пластин с кровли аллохтона, при котором верхние комплексы офиолитовой ассоциации оказываются в нижней части пакета перетолженных пластин (см. рис. 7б).

Первый вариант предлагался ранее для объяснения структуры Оспинского участка [13]. Действительно, в структуре второго покрова Дунжугурского участка намечается антиклинальная складка (см. рис. 6), и можно представить ее дальнейшее преобразование в лежащую антиклиналь, перемещающуюся подобно гусенице танка. Однако формирование лежащих складок такого масштаба в массивных неслоистых породах возможно лишь в зонах глубинного пластического течения. Офиолиты обдукцированы в близповерхностных условиях и лишены признаков пластических деформаций. Кроме того, в западной части Оспинского участка, примыкающей к Гарганской глыбе, так же как и на самой глыбе, покров полностью сложен серпентинизированными ультрабазитами, и нет никаких оснований предполагать, что они находятся в опрокинутом залегании.

Второй вариант объяснения опрокинутого залегания представляется более правдоподобным. Породы полосчатого, габрового, дайкового и вулканического комплексов появляются под ультрабазитами в основании офиолитового аллохтона только в центральной части Онота–Горлыкского участка, причем их мощность неравномерно возрастает в восточном направлении (см. рис. 4). Меняется также характер нижнего контакта аллохтона. Если в западной части участка в нижних горизонтах аллохтона часто встречаются зоны развальцевания в серпентинитах, свидетельствующие о тектоническом воздействии на них, то восточнее, в глубине Оспинского бассейна, подобные зоны обычно отсутствуют. Здесь во многих обнажениях наблюдалось непосредственное налегание массивных серпентинитов, габброидов

или эффузивов на сланцы или известняки оспинской свиты. В этих случаях контакт резкий без заметных признаков тектонического воздействия. Такая ситуация объясняется принудительным тектоническим надвиганием офиолитов на Гарганскую глыбу, что сопровождалось формированием зон развальцевания и меланжа и конседиментационным гравитационным оползанием покрова с приподнятой Гарганской глыбы в Оспинский бассейн (см. рис. 7б). Первоначально оползли верхние части аллохтона, которые затем оказывались в основании новообразованного пакета пластин, что привело к обратной последовательности комплексов и к кажущемуся опрокинутому залеганию аллохтона. Такая модель согласуется с разной структурой офиолитовых покровов Онота–Горлыкского и Дунжугурского участков (см. рис. 7в). На первом участке реставрируется слабо нарушенный гравитационный покров. На втором участке наблюдается незакономерное нагромождение офиолитовых чешуй, которое можно объяснить торшением принудительно надвигаемого покрова перед структурным уступом, образованным воздымающейся краевой частью Гарганского микроконтинента (см. рис. 7в). Возможная причина синколлизонного воздымания рассмотрена ниже.

ВОЗРАСТ ОБДУКЦИИ ОФИОЛИТОВ

Существуют разные точки зрения на возраст обдукции офиолитов на Гарганскую глыбу: 1) конец позднего рифея [13], 2) средний ордовик [24, 27], 3) двухэтапная обдукция в венде и в начале девона [5]. Все они опровергаются новыми данными о возрасте тоналитов сумсунурского комплекса, которые прорывают офиолитовый аллохтон.

Цепочка массивов сумсунурского комплекса, сложенных преимущественно тоналитами, в меньшей степени трондьемитами, диоритами и габбро, протягивается вдоль северо-западного края Гарганской глыбы (см. рис. 2). Их возраст был определен К–Аг методом как ордовикский (457, 464, 466, 482 млн. лет) [1]. Эти данные хорошо согласовывались с современными датировками известково-щелочных гранитоидов региона [19, 27] и не вызывали сомнений. Результаты изучения Гарганского массива (см. рис. 2) указывают на позднерифейский возраст сумсунурского комплекса.

Возраст тоналитов определен Rb–Sr и U–Pb методами совместно с Д.З. Журавлевым и Е.В. Бибиковой [17]. Rb–Sr изохрона построена по 4 точкам (биотит, амфибол, плагиоклаз и вал). Параметры изохроны: $T = 800 \pm 19$ млн. лет, $I_0 = 0.70459 \pm 0.00005$, СКВО = 7.1. Если исключить из расчета сосюритизированный плагиоклаз, то

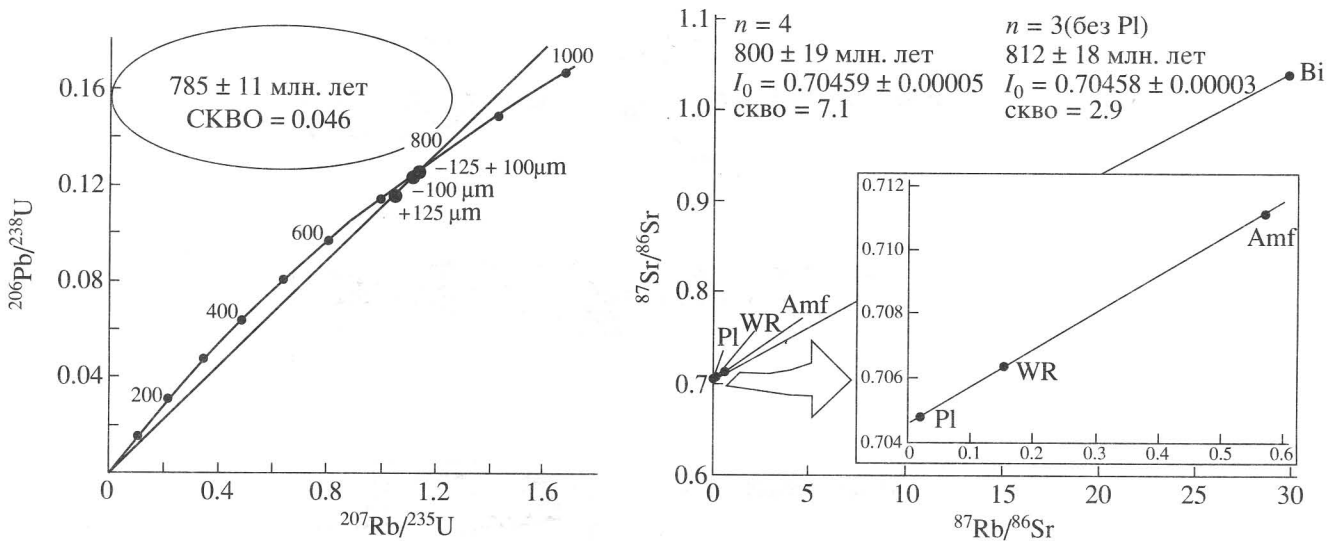


Рис. 8. Rb-Sr и U-Pb изотопные диаграммы для тоналитов Гарганского плутона (проба 1046/1).
Объяснения см. в тексте.

оставшиеся три точки более точно аппроксимируются изохроной: 812 ± 18 млн. лет, $I_0 = 0.70458 \pm 0.00003$, СКВО = 2.9 (рис. 8). U-Pb методом возраст определен по трем фракциям циркона. Все фракции утратили незначительное количество радиогенного свинца, и их аналитические точки располагаются вблизи верхнего пересечения дискордии с конкордией, которое соответствует возрасту 785 ± 11 млн. лет; СКВО = 0.046 (см. рис. 8). Это согласуется с Rb-Sr оценкой возраста с учетом точности определения. Учитывая более высокую надежность U-Pb данных, мы принимаем возраст тоналитов Гарганского массива равным 790 млн. лет. Это первое определение возраста, подтверждающее присутствие позднерифейских гранитоидов в Тувино-Монгольском массиве.

Возраст сумсунурского комплекса определяет верхний предел возраста обдукции офиолитов, которая теоретически могла осуществиться на любом более древнем этапе докембрийской истории. Однако можно привести аргументацию, доказывающую, что коллизия дуги и микроконтинента, вызвавшая обдукцию, осуществилась незадолго до выплавления тоналитов.

Большинство исследователей солидарны в том, что трондьемит-тоналитовые серии – типичные породы континентальных и океанических дуг и их происхождение прямо или косвенно связано с процессами субдукции [2, 3, 31 и др.]. Происхождение тоналит-трондьемитовых серий широко обсуждается в связи с проблемой серых гнейсов архея, имеющих сходный минеральный состав, но обладающих специфическими геохимическими чертами. Известны и их кайнозойские аналоги, получившие название адакитов. Их ши-

рокое распространение в архее и незначительное в фанерозое объясняют более высоким положением изотерм в архейской литосфере, что привело к массовому плавлению субдуцируемой океанической коры. Расчеты показывают, что при современном геотермическом градиенте РТ-тренд субдуцируемой холодной океанической коры вообще не пересекает линию солидуса базальтового расплава и достижение условий плавления возможно лишь при сочетании нескольких факторов, главный из которых – субдукция молодой не успевшей остыть океанической плиты [32]. Этот вывод можно распространить на весь неогей, учитывая незначительное количество “слебовых” тоналит-трондьемит-дацитовых серий.

Тоналиты сумсунурского комплекса внедрялись в фундамент и чехол Гарганского микроконтинента, что указывает на условия континентальной дуги андийского типа. Преобразование пассивной окраины Гарганского микроконтинента в активную осуществилось вследствие коллизионного заклинивания прежней зоны субдукции, наклоненной под дугу. Породы сумсунурского комплекса представляют собой первые надсубдукционные выплавки, генерированные новообразованной зоной субдукции. Можно предположить, что причиной их выплавления явилось вовлечение фрагментов горячей коры океанической дуги в первые порции погружающейся океанической плиты (см. ниже). С вероятным быстрым истощением этого источника согласуется кратковременность периода тоналит-трондьемитового магматизма, который вскоре сменился типичным для континентальных дуг известково-щелочным дифференцированным магматизмом, представленным широко рас-

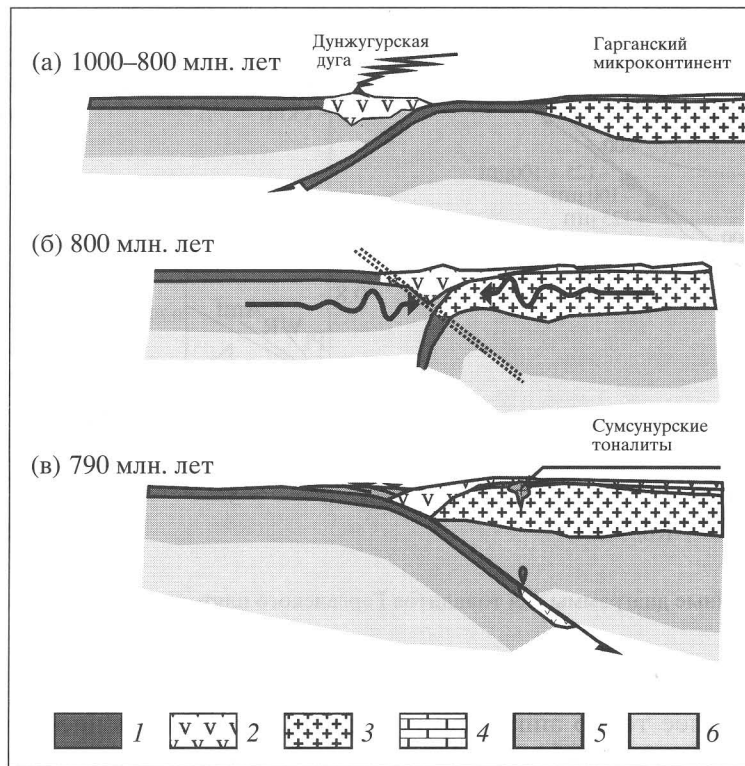


Рис. 9. Раннебайкальские события в Тувино-Монгольском массиве.

1–3 – кора: 1 – океаническая, 2 – островодужная, 3 – континентальная; 4 – континентальный чехол; 5 – литосферная мантия; 6 – астеносфера.

пространенными вулканитами сархойской (дархатской) серии [28]. Интервал времени, разделяющий коллизию и последующее выплавление тоналитов, может быть оценен на примере детально изученной последовательности событий невадийской орогении, вызванной коллизией континента и океанической дуги. Невадийская орогения проявилась в конце поздней юры на западе Северо-Американского континента и продолжалась не более 10 млн. лет [32]. Трондземит-тоналитовый магматизм активизировался в горах Кламат спустя 5–10 млн. лет после коллизии и продолжался в течение короткого периода времени [30]. В соответствии с этими данными возраст коллизии Дунжугурской океанической дуги и Гарганского микроконтинента принят равным 800 млн. лет.

РАНЕБАЙКАЛЬСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ

Раннебайкальский этап тектонической эволюции Тувино-Монгольского массива продолжался в интервале 1000–800 млн. лет. Началом этапа принято считать гренвиллскую фазу складчатости, с которой начинается байкальскую эру тектогенеза Н.С. Шатский [25], а также начинается неогей

Г. Штилле [29]. События, отвечающие этому рубежу, в истории Гарганской глыбы не выявлены. Присутствие амагматического средне(?)-позднерифейского платформенного чехла указывает на условия пассивной окраины микроконтинента или континента. Представляется весьма вероятным, что Гарганская глыба с гранулитовым фундаментом и рифейским чехлом является фрагментом древнего кратона. Логично предположить, что она – обломок ближайшего Сибирского кратона, с шарыжалгайской серией которого сопоставлялся фундамент Гарганской глыбы [9, 22].

Дунжугурская островная дуга уже существовала в начале байкальской эры. Вероятно, с начальными стадиями ее эволюции связано выплавление офиолитовых плагиогранитов, образующих линзовидные жилы в полосчатом и габбровом комплексах Дунжугурского участка на правобережье р. Ока. Возраст плагиогранитов, определенный U-Pb и Pb-Pb методами по циркону, составляет 1010–1020 млн. лет [26]. Присутствие в составе офиолитовой ассоциации преддуговых отложений указывает, что дуга была обращена внешней стороной к микроконтиненту и что субдукция океанической коры разделявшего их бассейна осуществлялась под дугу (рис. 9а). Преобладаю-

щие простирания комплекса параллельных даек, почти перпендикулярные современным ограничениям Гарганской глыбы, вероятно наследуют первичную косую или почти перпендикулярную ориентацию дуги относительно окраины Гарганского микроконтинента.

После поглощения в зоне субдукции всей океанической литосферы окраинного бассейна частично субдуцируется также континентальная литосфера [12] и одновременно происходит надвигание дуги на край микроконтинента (см. рис. 9б). Подобная ситуация рассматривалась еще в 70-е годы как одна из наиболее вероятных причин обдукции офиолитов [11]. В дальнейшем в результате нарастания напряжений сжатия происходит раскол литосферы, вдоль которого возникает новая зоны субдукции. Она закладывается на участке наиболее тонкой литосферы под вулканической дугой, в месте наибольшего подъема изотерм [12] (см. рис. 9б).

Раскол литосферы приводит к прекращению действия сил, затягивавших в зону субдукции краевую часть микроконтинента. В результате погруженный край микроконтинента с надвинутым на него островодужным аллохтоном отрывается от своих корней и всплывает. С воздыманием Гарганской глыбы связано гравитационное оползание офиолитов в тыловой оспинский бассейн (см. рис. 9в).

Смена полярности субдукции, которая с этого момента начала осуществляться под Гарганский микроконтинент, привела к тому, что отколовшаяся часть островной дуги, представлявшая собой горячую литосферу с активными магматическими очагами, стала погружаться под континентальную окраину, результатом чего явилось выплавление тоналитов сумсунурского комплекса. Позднее тоналитовый магматизм сменился известково-щелочным и на окраине Гарганского микроконтинента сформировался надсубдукционный магматический пояс, представленный породами сархойской и дархатской серий. Такая последовательность событий представляется более реалистичной, чем альтернативная интерпретация, согласно которой этот окраинно-континентальный пояс представляет собой фрагмент восточной Гондваны и не связан с Гарганской глыбой [28]. Эти события относятся уже к следующему, позднебайкальскому, этапу формирования Тувино-Монгольского массива.

В результате коллизии, которая осуществилась около 800 млн. лет назад, объем Гарганского микроконтинента увеличился за счет причленившихся к нему и обдукцированных пород Дунжугурской дуги. Нашему наблюдению доступны только преддуговые офиолиты, которые не дают полного представления о строении дуги в целом. Учитывая чрезвычайную длительность ее автоном-

ного существования – около 200 млн. лет, можно предположить, что к моменту коллизии она представляла собой “зрелую” дугу с достаточно мощной корой.

Орогенез в середине позднего рифея предполагался ранее на основании присутствия поздне-рифейских обломочных цирконов в осадочных породах Тувино-Монгольского массива [10]. Идентификация этого события, базирующаяся на прямых данных, позволяет различать в поздне-рифейской тектонической истории Тувино-Монгольского массива два этапа – раннебайкальский и позднебайкальский. Эти этапы приблизительно соответствуют енисейской и кадомской фазам байкальской эры тектогенеза, выделенным в работе В.Е. Хаина и С.Г. Рудакова [25].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 98-05-64876.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонцев Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
2. Арт Дж.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: МИР, 1983. С. 100–105.
3. Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: МИР, 1983. С. 9–18.
4. Геология и метаморфизм Восточного Саяна / Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Добрецов Н.Л. и др. Новосибирск: Наука, 1988. 192 с.
5. Геология и рудоносность Восточного Саяна / Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
6. Добрецов Н.Л. О покровной “тектонике” Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. № 1. С. 39–50.
7. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Медведев В.Н., Скляр Е.В. Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 34–58.
8. Добрецов Н.Л., Конников Э.Г., Скляр Е.В., Медведев В.Н. Марианит-бонинитовая серия в офиолитах Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1986. № 12. С. 29–35.
9. Докембрий Восточного Саяна. Л.: Наука, 1964. 328 с. (Тр. ЛАГЕД; вып. 18).
10. Коваленко В. И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Будников С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б. Кораобразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
11. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: МИР, 1979. 262 с.

12. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
13. Кузьмичев А.Б. Рифейские офиолиты Китайских гольцов: структурное положение и возраст обдукции // Геология и разведка. Изв. вузов. 1996. № 3. С. 11–25.
14. Кузьмичев А.Б. Строение верхнерифейской окинской серии на правобережье р. Тустук (Восточный Саян) // Геология и разведка. Изв. вузов. 1997. № 3. С. 21–36.
15. Кузьмичев А.Б. Тектоническое значение палеозойского гранитного магматизма в байкалидах Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. В печати.
16. Кузьмичев А.Б., Буякайте М.И. Rb-Sr данные о возрасте вулканитов Шишихидского офиолитового пояса (Западное Прихубсугулье) // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 3. С. 340–344.
17. Кузьмичев А.Б., Журавлев Д.З., Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И. Верхнерифейские (790 млн. лет) гранитоиды в Тувино-Монгольском массиве: свидетельство раннебайкальского орогенеза // Геология и геофизика. 2000. Т.41. № 10. С. 1379–1383.
18. Летникова Е.Ф., Гелетий Н.К. Литолого-геохимические особенности карбонатакопления чехла Гарганской глыбы (юго-восточная часть Восточного Саяна) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 10. С. 1614–1619.
19. Литвинцев К.А., Калмычкова Т.Н. Первый опыт Rb-Sr датирования гранитоидов Мунку-Сардыкского массива (Восточный Саян) // Докл. РАН. 1990. Т. 312. № 1. С. 205–208.
20. Лодочников В.Н. Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие вопросы с ними связанные. М. Изд-во ЦНИГРИ, 1936, 817 с. Вып. 38.
21. Лодочников В.Н. Петрология Ильчиро-Мондинского района. Иркутск, 1941. 150 с.
22. Никитина Л.П. Архей Гарганской глыбы // Стратиграфия СССР. Т. II. Изд-во АН СССР, 1963. С. 116–122.
23. Роцектаев П.А., Катюха Ю.П., Рогачев А.М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя. Южное обрамление Сибирской платформы. Новосибирск: Ин-т геол. и геоф., 1983. С. 19–43.
24. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.
25. Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С. Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 6. С. 25–32.
26. Хаин Е.В., Бибикова Е.Б., Дегтерев К.Е., Гибшер А.С., Диденко А.Н., Клочко А.А., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Федотова А.А. Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. СПб: Тема, 1999. С. 175–181.
27. Хаин Е.В., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Каледонский этап ремобилизации докембрийского фундамента Гарганской глыбы, Восточный Саян (изотопно-геохронологические данные) // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 6. С. 776–780.
28. Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // Докл. РАН. 1995. Т. 342. № 5. С. 661–664.
29. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. М.: Мир, 1968. 255 с.
30. Barnes C.G., Petersen S.W., Kistler R.W., Murray R., Kays M. A. Source and tectonic implications of tonalite-trondhjemite magmatism in the Klamath Mountains // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 123. Iss 1. P. 40–60.
31. Drummond M.S., Defant M.J., Kepzhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. of Royal Soc. of Edinburg: Earth Sc., 1996. Vol. 87. P. 205–215.
32. Godfrey N.J., Klemperer S.L. Ophiolitic basement to a forearc basin and implications for continental growth: The Coast Range/Great Valley ophiolite, California // Tectonics, 1998. Vol. 17. № 4. P. 558–570.
33. Pearce J.A., Peate D.W. Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1995. P. 251–285.
34. Sklyarov E.V. Ophiolites and blueschists of southeast Sayan. First international symposium on geodynamic evolution and main sutures of Central Asia. IGCP project 283. Guidebook for excursion. Ulan-Ude, 1990. 57 p.
35. Taylor R.N., Marlow M.S., Johnson L.E., Taylor B., Sherman H.B., Mitchell J.G. Intrusive Volcanic Rocks in Western Pacific Forearcs // Active Margins and Marginal basins of the Western Pacific. AGU: Geophysical Monograph. Vol. 88. 1995. P. 31–43.
36. Underwood M.B., Ballance P.F., Clift P.D., Hiscott R.N., Marsaglia K.M., Pickering K.T., Reid R.P. Sedimentation in the Forearc Basins, Trenches and Collision Zones of the Western Pacific: A Summary of Results from the Ocean Drilling Program // Active Margins and Marginal basins of the Western Pacific. AGU: Geophysical Monograph. Vol. 88. 1995. P. 315–343.

Рецензенты: В.И. Коваленко, В.В. Ярмолук,
А.А. Моссаковский, В.Е. Хаин

Early Baikalian Tectonic Events in the Tuva-Mongolian Massif: Arc–Microcontinent Collision

A. B. Kuz'michev

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Science,
Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

Abstract—The tectonic events of the Early Baikalian (1000–800 Ma) evolution of the Tuva-Mongolian massif are discussed. Two paleostructures took part in these events, the Gargan microcontinent (a fragment of a pre-existing craton) and the Dunzhugur intraoceanic arc. They are represented by the Gargan block and fore-arc ophiolites that override this massif on the west. The Gargan block shows a two-stage platform structure. The amagmatic sedimentary cover suggests a passive-margin environment. The Dunzhugur arc faced the continent, considering that the ophiolites are overlain by fore-arc sediments. After the complete consumption of the lithosphere of the marginal sea that separated these structures, the microcontinental margin underplated the arc and the fore-arc ophiolites were thrust onto it. The jamming of the subduction zone led to the breakup of the lithosphere and the floating of the subducted microcontinental margin. This led to the gravity-induced slide of the ophiolites into the foreland basin. The ongoing opposite movement of the lithospheric plates gave rise to a new subduction zone tilted beneath the Gargan microcontinent. The initial portions of suprasubduction melts in the newly formed active continental margin consisted of tonalite magmas. The tonalites intruded the basement and cover of the Gargan microcontinent and the obducted ophiolites. The Rb-Sr and U-Pb ages of the tonalites are around 790 Ma. Examples from the Phanerozoic suggest that the time span between arc–continent collisions and the melting of tonalite-trondhjemite suites does not exceed 10 Ma. Therefore, the age of collision between the Dunzhugur island arc and the Gargan microcontinent is 800 Ma, which corresponds to the Early Baikalian or Enisean phase of the Baikalian orogeny.