

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 551.242.3(571.51)

**ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЙ БОРИСИХИНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ МАССИВ  
(Енисейский кряж): U-Pb ВОЗРАСТ И ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ**

**А.Б. Кузьмичев, И.П. Падерин\*, А.В. Антонов\***

*Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

*\* Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ, 199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74, Россия*

Борисихинский массив, сложенный серпентинитами и амфиболитами, лежит на продолжении Исаковского офиолитового пояса в приенисейской части Енисейского кряжа. Он представляет собой слабо-нарушенный фрагмент офиолитовой ассоциации мощностью около 3.5 км, коровая часть которого сложена метаморфизованными кумулятами верлитового, троктолитового и габбрового составов. Состав кумулятов и отсутствие надсубдукционных геохимических характеристик указывают на то, что офиолитовая ассоциация представляет собой нормальную океаническую литосферу. Цирконы, извлеченные из пегматоидного амфиболита, обладают секториальной магматической зональностью, характеризуются магматическим отношением Th/U и являются низкоурановыми. Возраст циркона, определенный на масс-спектрометре SHRIMP-II (ВСЕГЕИ), составил  $682 \pm 13$  млн лет. Это значение возраста отвечает времени формирования океанической коры. Во второй половине позднего рифея океаническая литосфера, фрагментом которой является Борисихинский массив, субдуцировала под окраину Сибирского континента. Одновременно в тыловых структурах Енисейского кряжа происходил рифтогенез, формирование приразломных впадин и щелочной магматизм. Сходные события осуществлялись в структурах ю.-в. части Восточного Саяна. Намечена перспектива корреляции разновозрастных структур позднебайкальского этапа вдоль южной и западной окраин Сибирской платформы.

*Офиолиты, поздний рифей, циркон, SHRIMP, Енисейский кряж.*

**LATE RIPHEAN BORISIKHA OPHIOLITE (Yenisei Ridge):  
U-Pb ZIRCON AGE AND TECTONIC SETTING**

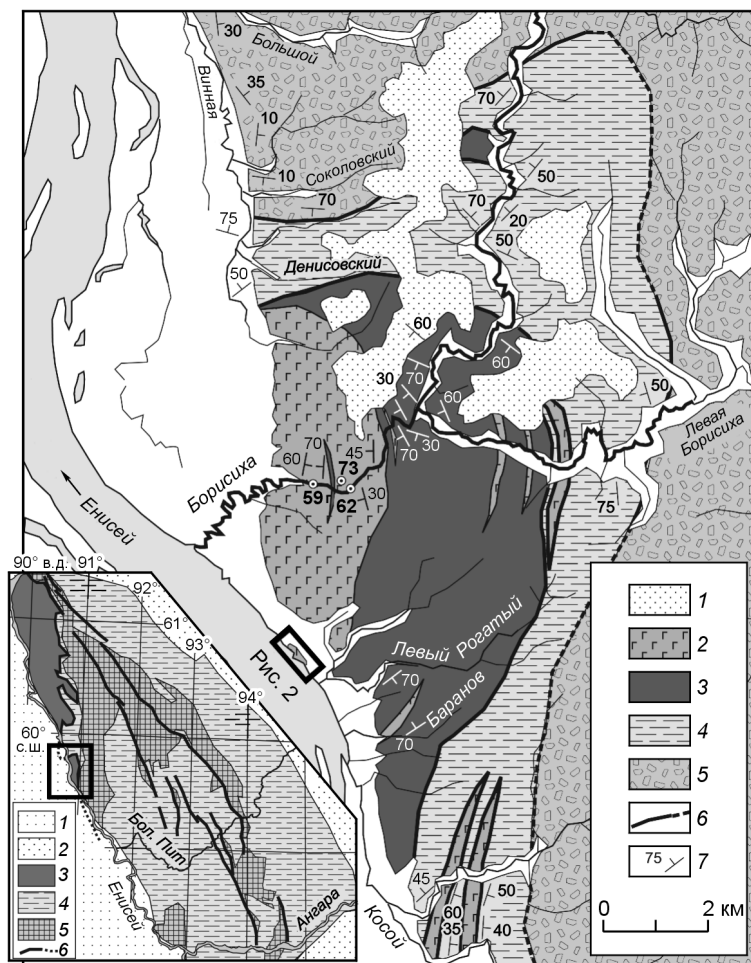
**A.B. Kuzmichev, I.P. Paderin, and A.V. Antonov**

The Borisikha ophiolite, composed of serpentinites and amphibolites, is localized on the extension of the Isakovka ophiolite belt in the near-Yenisei part of the Yenisei Ridge. It is a slightly disturbed ~3.5 km thick fragment of the ophiolite association; its crustal part is composed of metamorphosed wehrlite, troctolite, and gabbro cumulates. The cumulate composition and the geochemical features, which do not show any suprasubductional overprinting, indicate that the ophiolite is a normal oceanic lithosphere. Zircons extracted from pegmatoid amphibolite show sectorial magmatic zoning, low U contents, and magmatic Th/U values. The zircon age determined on a SHRIMP-II mass spectrometer is  $682 \pm 13$  Ma, which corresponds to the time of formation of oceanic crust. In the second half of the Late Riphean, the oceanic lithosphere that included the Borisikha ophiolite was subducted beneath the margin of the Siberian continent. At the same time, rifting, formation of half-grabens, and alkaline magmatism took place at the rear of the Yenisei Ridge. Similar events took place in southeastern East Sayan. Correlation between the coeval Late Baikalian structures along the southern and western margins of the Siberian Platform calls for special study.

*Ophiolite, zircon, SHRIMP, Late Riphean, Isakovka ophiolite belt, Yenisei Ridge*

**ВВЕДЕНИЕ**

Борисихинский массив объединяет основные и ультраосновные породы, которые слагают компактный выход в приенисейской полосе заангарской части Енисейского кряжа (рис. 1). Этот массив лежит на южном продолжении Исаковского офиолитового пояса и, по-видимому, соединяется с ним под чехлом рыхлых отложений на необнаженном левобережье Енисея [Миронов, Ножкин, 1978; Постельников, 1980; Vernikovskiy et al., 2003]. В то же время выход пород офиолитовой ассоциации в окрестностях р. Борисиха обладает некоторыми особенностями, вследствие чего он выделялся под собственным названием и определялся как Борисихинский массив основных—ультраосновных пород. Главной из этих особен-



**Рис. 1. Геологическая карта Борисихинского массива.**

Составлена по полевым наблюдениям 1980, 1981 и 2005 гг. с использованием материалов Ангарской геолого-разведочной экспедиции (Лисин, Лисицына, 1981 г.). Даны номера точек наблюдений, соответствующие номерам образцов в табл. 1 (см. также рис. 2).

1 — неоген-четвертичные водораздельные галечники; 2, 3 — Борисихинский массив: 2 — амфиболиты, 3 — серпентиниты; 4 — исаковская серия: биотитовые, гранат-биотитовые, амфиболовые сланцы; 5 — тейская серия(?): очковые гнейсы, редкие кварциты, мраморы, амфиболиты; 6 — разломы; 7 — элементы залегания сланцеватости.

На врезке: позиция Борисихинского массива в зангарской части Енисейского края (гранитные массивы и впадины, выполненные фанерозойскими отложениями, на схеме не показаны). Рамкой обозначено положение борисихинского офиолита. 1 — Западно-Сибирская плита, 2 — Сибирская платформа, 3 — Исаковский офиолитовый пояс; 4 — рифей — венд, 5 — ранний протерозой — низы рифея; 6 — главные разломы.

ностей является сравнительно большая мощность единого слабонарушенного офиолитового разреза, которая составляет около 3.5 км. В основной части Исаковского пояса, лежащей севернее, фрагменты офиолитового разреза залегают в виде отдельных чешуй незначительной мощности. Массив изучался Т.Я. Корневым [Корнев и др., 1974; Корнев, 1974], А.Д.Ножкиным [Ножкин, 1997] и многими другими геологами. Он был закартирован в м-бе 1:50 000 геологами Ангарской экспедиции в 1981 г., А.Б. Кузьмичев исследовал массив в 1980 г. совместно с А.Д. Ножкиным и Е.С. Постельниковым, а также в 1981 г. Летом 2005 г. первому автору удалось вновь посетить этот район и получить новые данные о строении и возрасте массива.

Район исследований полностью покрыт тайгой и плохо обнажен. Наиболее полно массив вскрывается р. Борисиха, в обнажениях которой и были проведены основные наблюдения. Эпизодические обнажения амфиболитов и серпентинитов встречаются также на крутых западных склонах края и вдоль ручьев. В большинстве случаев эти обнажения мало помогают в понимании строения массива и лишь позволяют проследить его контуры. Кроме того, отдельный отпрепарированный выход амфиболитов расположен на правом берегу Енисея в 3 км выше устья Борисихи (урочище Борисихинские камни).

До настоящего времени возраст офиолитов определяется в широком диапазоне значений преимущественно по косвенным данным. Немногочисленные прямые изотопные данные о возрасте, полученные Rb-Sr и K-Ar методами, отличаются крайне низкой степенью обоснованности и лежат в широком диапазоне значений от  $1260 \pm 100$  до 600 млн лет [Верниковский и др., 1994]. Позднее были получены вполне надежные U-Pb датировки по цирконам островодужных вулканитов Предивинского террейна, расположенного на юге Енисейского края ( $637 \pm 5.7$  млн лет), Ягуновского плагиогранитного массива, который прорывает упомянутые вулканиты ( $628 \pm 3$  млн лет) [Vernikovsky et al., 2003] и островодужных плагиогранитов Порожнинского массива, расположенного в западной части Исаковского террейна ( $697.2 \pm 3.6$  млн лет) [Верниковский и др., 2001; Vernikovsky et al., 2003]. При этом авторы делают вывод о том, что формирование островных дуг и офиолитов Приенисейской зоны Енисейского края происходило в интервале 700—640 млн лет [Верниковский и др., 2001]. В работе [Vernikovsky et al., 2003], вывод несколько отличается: датировка плагиогранитов Порожнинского массива (около 700 млн лет) интерпретируется как верхний возрастной предел формирования островных дуг и офиолитов Исаковского террейна [Vernikovsky et al., 2003, p. 154]. В упомянутых работах В.А. Верниковского с соавторами не приводится доказательств того, что датировки островодужных вулканитов и гранитов применимы также

к обоснованию возраста офиолитов Исаковского террейна. Однако проведенное нами датирование пород Борисихинского массива полностью подтвердило такое мнение.

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Борисихинский массив имеет полукруглый в плане контур (см. рис. 1). Он протягивается вдоль поймы р. Енисей более чем на 10 км при максимальной ширине выхода 5 км. Далее к югу массив прослеживается под пойменными отложениями Енисея по аэромагнитным данным и вскрывается в редких обнажениях вблизи устья р. Тис. К северу от Борисихинского массива выходы офиолитов вновь появляются на правом берегу Енисея севернее устья р. Проклятая в виде отдельных чешуй среди метаморфизованных пород исаковской серии. Предполагается, что Борисихинский массив, так же как и офиолиты Исаковского пояса, включен в серию тектонических покровов, надвинутых с запада на докембрийские метаморфические комплексы Приенисейского сиалического блока [Постельников, 1980; Верниковский и др., 1994; Vernikovskiy et al., 2003]. Фактически, контакты массива не обнажены. Судя по элементам залегания приконтактных пород, в современной структуре массив отделен крутопадающей зоной разлома от обрамляющих его метаосадочных пород. Последние представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми и амфиболовыми сланцами с прослоями кварцитов, амфиболитов и известняков. Этот метаморфический комплекс в зоне, непосредственно контактирующей с массивом, по-видимому, представляет собой метаморфизованный аналог песчано-сланцевой исаковской серии, которая здесь, так же как и в основной части Исаковского пояса, содержит тела амфиболитов и серпентинитов (см. рис. 1). Форма этих тел большей частью осталась невыясненной из-за плохой обнаженности; они могут быть интерпретированы как тектонические чешуи, залегающие внутри разреза метаосадочных пород. Считается, что исаковская серия, в свою очередь, надвинута на Приенисейский континентальный блок. Если в северной части пояса этот надвиг идентифицируется в некоторых случаях достаточно определенно, то в районе Борисихинского массива эта тектоническая граница может быть показана только предположительно из-за относительно высокого метаморфизма пород и слабой обнаженности. А.Д. Ножкин (устное сообщение) считает, что ее следует проводить ближе к Борисихинскому массиву, чем это показано нами на рис. 1. На этом рисунке фактически показана граница двух разновидностей метаморфических пород: 1) преобладающих гнейсогранитов с порфиробластами калиевого полевого шпата (с внешней стороны контура) и 2) кристаллических сланцев, в которых «гранитизированные» зоны редки или отсутствуют вовсе (с внутренней стороны контура). Наблюдения, проведенные севернее, показывают, что породы исаковской серии, в отличие от подстилающих комплексов, крайне редко подвергаются микроклиновому порфиробластезу. Как видно по элементам залегания (см. рис. 1), структура этого комплекса сложная, с резко изменчивыми азимутами и углами падения сланцеватости пород, в данном районе обычно совпадающей со слоистостью. Общая вергентность структуры исаковской серии далеко не везде соответствует предполагаемому направлению надвигания, но на некоторых участках является обратной, направленной от континентального блока в сторону Борисихинского массива.

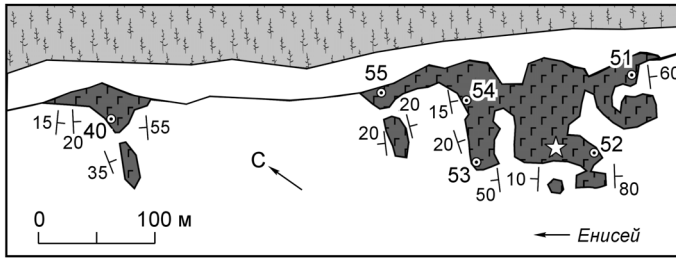
### ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД БОРИСИХИНСКОГО МАССИВА

Борисихинский массив сложен базит-ультрабазитовой серией, сохранившей в значительной степени первичную стратификацию. Нижняя часть разреза сложена преимущественно серпентинитами, верхняя — амфиболитами. Серпентинитовая часть разреза не является однородной и содержит горизонты амфиболитов и фрагменты сильноизмененного расслоенного базит-ультрабазитового разреза, а в амфиболитовой части в нижних горизонтах отмечены серпентиниты. Автор изучал преимущественно верхнюю часть разреза, сложенную амфиболитами.

**Гипербазиты** в осмотренных выходах представлены антигоритовыми серпентинитами. Они рассланцованы в большей или меньшей степени, но тем не менее часто сохраняют первичные текстурные особенности. В частности, распространены разности, в которых видны крупные обособления бастита, типичные для апогарцбургитовых серпентинитов. Под микроскопом в некоторых образцах просматриваются первичные контуры крупных кристаллов оливина и ортопироксена, которые подчеркиваются выделениями магнетита. Видно также, что первоначально промежутки между подобными крупными кристаллами были заполнены гранулированным агрегатом этих минералов. Приблизительная мощность серпентинитовой части разреза 2—2.5 км.

**Основные — ультраосновные кумуляты.** Переходная зона между гипербазитами и базитами наблюдалась только в одном пересечении по р. Борисиха и поэтому на схеме (см. рис. 1) не показана. В этой части разреза присутствуют разнообразные, преимущественно меланократовые, амфиболиты; разнообразные серпентиниты, в том числе аподунитовые разности; клинопироксенсодержащие серпентиниты, которые образовались по породам верлитового состава; хлорит-амфибол-клинопироксеновые породы. Эти разности закономерно чередуются в разрезе. Ритмично расслоенные фрагменты разреза не наблюдались. Многие разновидности характеризуются неравномерной структурой со шлирами крупнозер-





**Рис. 2. Схема обнажения Борисихинские камни.**

Показаны элементы залегания сланцеватости в амфиболитах и номера фиксированных точек наблюдений. Звездочкой отмечено место отбора пр. 52/5, из которой выделен циркон для датирования (координаты 59°43.457' с.ш., 90°51.608' в.д.).

нистых клинопироксеносодержащих пород. На контактах серпентинитов и амфиболитов обычно возникают реакционные зоны мощностью 10—30 см, сложенные игольчатым тремолитом. Границы этой части разреза весьма неопределенные, поэтому мощность может быть оценена очень приблизительно как 0.2—0.5 км.

**Базиты.** Верхняя часть разреза Борисихинского массива мощностью не менее километра сложена апогаббровыми амфиболитами. Они в различной степени рассланцованы и иногда перемяты. В большинстве случаев амфиболиты обладают отчетливой линейностью вследствие директивной ориентировки удлиненных кристаллов амфибола и клиноцоизита. Первично-магматическая структура утрачена почти повсеместно, но представляется вероятным, что мелкозернистые амфиболиты образовались за счет мелкозернистых габбро; крупнозернистые — за счет крупнозернистых габбро. Такое предположение подтверждается присутствием в бассейне р. Борисиха слабосланцованных амфиболитов, явно сохранивших черты первичной крупнокристаллической габбровой структуры. Также наблюдались жильные тела мелкозернистого меланократового амфиболита среди крупнозернистых пород. Подобные тела первоначально представляли собой дайки, сложенные мелкозернистым габброидом.

Выделяются два преобладающих типа пород: 1) мелкозернистые, сравнительно меланократовые амфиболиты, часто с гранатом и 2) крупнокристаллические, относительно лейкократовые амфиболиты, сохранившие в той или иной степени структуру крупнозернистого лейкогаббро.

*Первый тип пород* преобладает в нижней части амфиболитового разреза. Наилучшее обнажение, где породы полностью отпрепарированы Енисеем, находится в урочище Борисихинские камни (рис. 2). Зеркало складчатости в этом выходе в целом залегает полого, и мощность вскрытой части разреза составляет не более 100 м. Преобладающие мелкозернистые амфиболиты обладают ясно выраженной метаморфической полосчатостью, наследующей, по-видимому, первичную расслоенность габброидов. Лейкократовые разновидности в этой части разреза слагают линзовидные тела и шпирь. Обычно они относительно более крупнозернистые, вплоть до пегматоидных разновидностей (рис. 3).

*Породы второй разновидности* преобладают в верхней части разреза амфиболитов. Они обнажены наилучшим образом в нижнем течении р. Борисиха. Преобладают крупнозернистые, относительно лейкократовые амфиболиты в различной степени рассланцованные. Структура крупнокристаллического габбро лучше всего сохранилась в обнажениях, слагающих скалы на некотором удалении от русла Борисихи в т. 73 (см. рис. 1). В этой части разреза также присутствуют подчиненные меланократовые амфиболиты и пегматоидные разновидности.

Амфиболиты сложены преимущественно двумя минералами — амфиболом и клиноцоизитом. Присутствует также кислый плагиоклаз, обычно в виде агрегата с кварцем. Этот агрегат местами слагает относительно крупные линзовидные выделения. Амфибол в типичных разновидностях маложелезистый бледноокрашенный, иногда отчетливо зональный. Меланократовые разновидности сложены синезеленой густоокрашенной роговой обманкой, сфеном и рудным минералом. Гранат — сравнительно частый минерал, особенно в меланократовых разновидностях, слагающий иногда до 20 % породы. В относительно лейкократовых разновидностях гранат обычно содержит включения клиноцоизита и окружен капсулой, состоящей из кварц-плагиоклазового агрегата. Пегматоидные шпирь, наблюдавшиеся в нижнем течении Борисихи, содержат гранат, крупные (1—3 мм) чешуи бесцветного хлорита, густо-зеленый железистый хлорит, аксессуарный рутил, апатит и циркон.

Судя по наблюдаемым парагенезисам, метаморфизм пород отвечал *P,T*-условиям эпидот-



**Рис. 3. Шпирь пегматоидного амфиболита вблизи т. 52.**

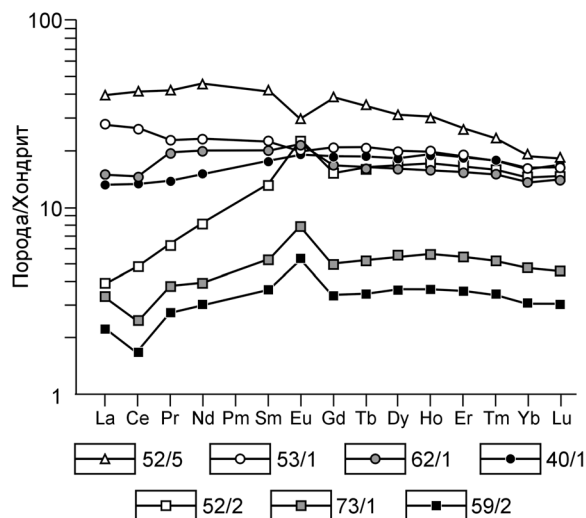
Из аналогичной разновидности отобрана пр. 52/5. Мелкозернистая порода в центральной и нижней частях фотографии — гранатовый амфиболит, подобный обр. 52/2 (см. табл. 1).

амфиболитовой фации или низким ступеням амфиболитовой фации. Метаморфизм протекал одновременно с расщеплением пород при участии водного флюида. Обоснование параметров и этапности метаморфизма требует определения состава минералов, и эта работа еще не проведена. Можно с большой долей вероятности предположить двухэтапную метаморфическую историю. С первым этапом, вероятно, связано появление метаморфических оторочек вокруг магматических кристаллов циркона (см. ниже). Хотя возможность образования циркона в обстановке эпидот-амфиболитовой фации допускается некоторыми геологами [Parrish, Noble, 2003], подобное обрастание цирконов обычно для пород более высоких ступеней метаморфизма, преимущественно для гранулитов [Vavra et al., 1996]. В таком случае наблюдаемые сейчас минеральные парагенезисы борисихинских амфиболитов отвечают нисходящей ветви тренда первого этапа метаморфизма. Второй этап отвечает региональному метаморфизму, связанному с коллизийным событием, которое собственно и вызвало обдукцию офиолитов на континентальную окраину. Поздние стадии этого процесса сопровождались внедрением микроклиновых пегматитовых жил и образованием низкотемпературных очковых гнейсов в породах Приенсейского блока. Отчасти процессы калиевого метасоматоза затронули и Борисихинский массив. Незначительные выделения микроклина в виде редких линзочек мощностью в несколько миллиметров встречены в амфиболитах Борисихинских камней. В среднем течении Борисихи восточнее п. 73 (см. рис. 1) в амфиболитах встречены прожилки мощностью 1—3 см ярко-красного микроклина, заполнявшего трещины. Метаморфизм этого этапа был низкотемпературным и мало сказался на минеральных ассоциациях борисихинских амфиболитов. В более северных районах с этим этапом, вероятно, связан неравномерный диафторез метаморфических пород, вызвавшийся, в частности, в хлоритизации граната.

### ГЕОХИМИЯ БАЗИТОВ

Химический состав главных типов пород, слагающих базитовую часть Борисихинского массива, представлен в табл. 1. Проанализированы следующие разновидности: пегматоидный амфиболит, из которого был выделен датированный циркон (52/5); крупнокристаллическое лейкократовое метагаббро, типичное для верхней части разреза (59/2, 73/1); мелкозернистый меланократовый амфиболит — дайка, прорывающая предыдущую разновидность (62/1); меланократовый гранатовый амфиболит с большим количеством рудного минерала и сфена (52/2); обычные мезократовые амфиболиты, типичные для нижней части разреза (40/1, 53/1). Пункты, вблизи которых были отобраны образцы, показаны на рис. 1 и 2. Особенности химизма пород иллюстрируются графиками нормированных концентраций РЗЭ (рис. 4) и мультиэлементными диаграммами (рис. 5). Последние построены только для тех разновидностей, которые предположительно содержат наименьшее количество кумулятивных компонентов. Анализ табл. 1 и диаграмм позволяет сделать следующие выводы о первичной природе проанализированных амфиболитов.

**Пегматоидный амфиболит 52/5.** Предполагалось, что данная разновидность частично унаследовала структуру от пегматоидного амфиболитового габбро, обогащенного флюидными компонентами и кристаллизовавшегося из сильно эволюционировавшего расплава. Подобный расплав также должен был быть обогащенным «несовместимыми» элементами, в том числе цирконием, что и послужило поводом отбора пробы, предназначенной для выделения циркона. Особенности химического состава этой породы отчасти подтверждают такое предположение, но скорее свидетельствуют о том, что предполагаемый остаточный расплав заполнял промежутки между кумулятивными минералами. Порода отвечает по валовому составу умеренно титанистому базальту. Высокая концентрация  $P_2O_5$  (0.34 %), максимальная в имеющейся выборке, типична для пегматоидных разновидностей толеитовых серий. Сравнительно высокие концентрации  $MgO$  (9.33 %),  $Cr$  (около 600 г/т) и  $Ni$  (160 г/т), указывают на то, что порода не является остаточным расплавом в чистом виде, но содержит также и кумулятивные минералы (пироксены?). Порода отличается от остальных разновидностей амфиболитов максимальными концентрациями РЗЭ, составляющими 30—40 хондритовых значений (см. рис. 4). Такое распределение и отрицательная  $Eu$ -аномалия подтверждают, что данный образец действительно содержал существенную долю эволюционировавшего интеркумулусного расплава. Горбообразная форма графика, скорее



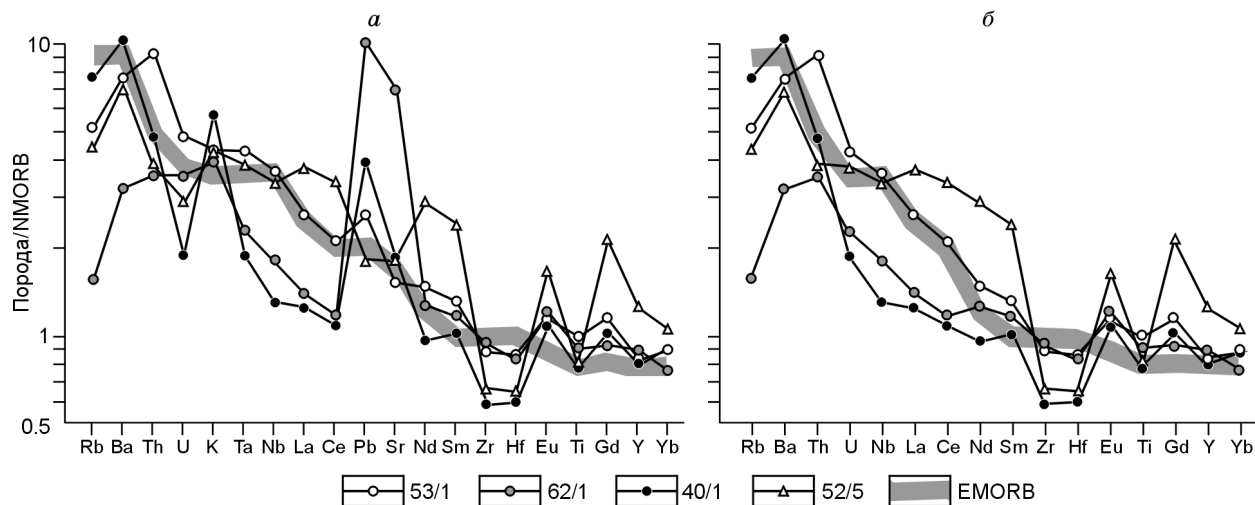
**Рис. 4. Графики концентраций редкоземельных элементов, нормированных по хондриту.**

Состав хондрита, по [Sun, McDonough, 1989].

Таблица 1. Химический состав амфиболитов Борисихинского массива (оксиды в %, элементы в г/т)

Компонент	40/1	52/2	52/5	53/1	59/2	62/1	73/1
SiO <sub>2</sub>	48.79	42.58	48.13	50.38	48.60	43.00	49.48
TiO <sub>2</sub>	0.99	4.52	1.04	1.26	0.22	1.16	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.90	13.45	16.75	15.08	17.80	17.94	15.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.18	20.21	7.25	10.23	6.43	10.00	7.03
MnO	0.16	0.21	0.15	0.17	0.14	0.17	0.16
MgO	8.84	5.91	9.33	7.80	10.02	9.32	10.89
CaO	11.43	11.04	13.28	10.05	12.73	14.71	12.56
Na <sub>2</sub> O	1.58	0.77	1.14	3.08	1.56	1.51	1.93
K <sub>2</sub> O	0.41	0.35	0.31	0.31	0.23	0.28	0.20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.16	0.34	0.23	0.12	0.18	0.15
П.п.п.	1.59	0.78	2.35	1.44	2.20	1.80	2.15
Сумма	100.04	100.00	100.07	100.04	100.06	100.07	100.05
Sc	46	48	42	40	21	32	44
V	270	157	185	250	100	216	164
Cr	518	81	593	159	1682	588	608
Co	51	49	41	44	41	39	46
Ni	172	116	162	90	546	219	339
Cu	6.3	72	256	84	22	7.4	3.9
Zn	81	78	44	75	24	47	27
Rb	4.3	2.2	2.5	2.9	0.80	0.87	1.4
Sr	165	41	164	137	121	792	136
Y	23	22	36	24	5.4	25	8.7
Zr	43	34	49	66	10	70	9.3
Nb	3.0	4.1	7.8	8.5	0.34	4.3	0.41
Ba	65	56	44	48	22	20	7.1
La	3.1	0.93	9.4	6.5	0.53	3.5	0.79
Ce	8.2	3.0	25	16	1.0	8.8	1.5
Pr	1.3	0.59	4.0	2.2	0.26	1.8	0.36
Nd	7.1	3.8	21	11	1.4	9.3	1.8
Sm	2.7	2.0	6.4	3.5	0.56	3.1	0.79
Eu	1.1	1.3	1.7	1.2	0.31	1.2	0.46
Gd	3.8	3.1	7.9	4.3	0.70	3.4	1.02
Tb	0.69	0.59	1.3	0.77	0.13	0.60	0.19
Dy	4.7	4.3	7.9	5.0	0.92	4.0	1.4
Ho	1.1	0.96	1.7	1.1	0.21	0.88	0.31
Er	3.1	2.7	4.3	3.1	0.59	2.5	0.90
Tm	0.45	0.40	0.59	0.44	0.09	0.38	0.13
Yb	2.7	2.4	3.3	2.7	0.52	2.3	0.80
Lu	0.43	0.37	0.46	0.42	0.08	0.36	0.12
Hf	1.22	1.04	1.33	1.75	0.29	1.72	0.29
Ta	0.25	0.29	0.50	0.57	0.03	0.30	0.04
Th	0.57	0.11	0.47	1.10	0.12	0.42	0.53
U	0.088	0.026	0.14	0.23	0.05	0.16	0.08

Примечание. Силикатный анализ выполнен РФА методом в ОИГТМ СО РАН. Анализ малых элементов — методом ICP-MS (ELAN6100) в ИМГРЭ. Разложение проб проводилось сплавлением с метаборатом лития. Номера анализов соответствуют номерам точек наблюдения на рис. 1 и 2.



**Рис. 5.** Мультиэлементные диаграммы для четырех образцов амфиболитов, содержащих несущественную долю кумулятивных компонентов.

*а* — полный набор несовместимых элементов; *б* — без наиболее подвижных элементов, концентрации которых изменены в процессе метаморфизма и более поздних процессов. Составы нормированы на NMORB. Для сопоставления приведен график EMORB. Составы океанических базальтов даны по [Sun, McDonough, 1989].

всего, обусловлена присутствием клинопироксена [Charlier et al., 2005]; не исключено, что апатит также внес вклад в такое распределение РЗЭ [Hanson, 1980]. На мультиэлементных диаграммах (см. рис. 5) видно, что порода обогащена некоторыми подвижными крупноионными литофильными элементами (LILE) и обеднена Ti и Zr-Hf. Последняя особенность является удивительной, так как именно из этой пробы были сепарированы сравнительно многочисленные кристаллы циркона. Отрицательная аномалия Zr не является артефактом, вызванным неполным разложением тугоплавких минералов. Все образцы, показанные на графике (см. рис. 5), были для контроля проанализированы в другой лаборатории. Распределение LILE и других несовместимых элементов на этих графиках будет рассмотрено ниже при анализе геодинамической обстановки формирования офиолитовой ассоциации.

**Лейкократовые амфиболиты (59/2 и 73/1).** При опробовании предполагалось, что подобные породы, преобладающие в видимой верхней части офиолитового разреза, представляли собой «верхнее габбро». Графики распределения РЗЭ демонстрируют крайне низкие их концентрации (2—4 хондритовых значения) и интенсивную положительную Eu-аномалию. Это свидетельствует о том, что образцы представляют собой кумуляты существенно плагиоклазового состава. Они отличаются от остальных проанализированных разновидностей весьма низкими концентрациями  $TiO_2$  (0.22—0.32 %) и железа. Несмотря на лейкократовый состав, породы характеризуются высокими концентрациями MgO (10—11 %), которые сопровождаются также высокими концентрациями хрома (до 1680 г/т) и никеля (около 550 г/т). Эти факторы однозначно свидетельствуют о том, что плагиоклазовый кумулят был обогащен оливином и имел состав, близкий к троктолиту. Породы характеризуются также низкими концентрациями Nb, Zr, Y, являющихся элементами, «несовместимыми» с плагиоклаз-оливиновой минеральной композицией. Любопытно присутствие отрицательной Zr-аномалии, что является типичной чертой морской воды и глубоководных осадков. Так как данные породы полностью состоят из гидратированных минералов — амфибола и клиноцоизита, мы можем предположить, что их метаморфизм протекал при участии флюида, в составе которого существенную роль играла морская вода. Хотя подобному метаморфизму подверглись все амфиболиты, явным образом такое воздействие флюида проявилось только в образцах с наименьшими концентрациями легких РЗЭ, для которых даже ничтожная добавка вещества может дать заметный эффект.

**Меланократовая дайка (62/1).** Порода была проанализирована, так как предполагалась, что она однозначно не является кумулятом и что ее химизм может отражать состав магмы. Оказалось, что она имеет ультраосновной состав (43 %  $SiO_2$ ), сопровождающийся весьма высокой концентрацией глинозема (18 %) и оксида кальция (14.7 %), максимальными в выборке. Сравнительно плоский график распределения РЗЭ на уровне 10—20 хондритовых значений сближает эту породу с океаническими базальтами, незначительная положительная Eu-аномалия указывает на присутствие кумулятивного компонента. Порода преимущественно состоит из зонального амфибола (70—80 %) и незначительного количества эпидота. Первичный минеральный состав этой высокоглиноземистой ультраосновной породы остался



неясным. В любом случае эта экзотическая разность вряд ли может как-то характеризовать химизм борисихинских магм.

**Гранатовый амфиболит 52/2.** Амфиболит представляет собой ультраосновную (42.6 %  $\text{SiO}_2$ ) высокожелезистую (20.2 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) породу. Она характеризуется максимальным содержанием оксида титана (4.5 %) и минимальными концентрациями магнезии (5.9 %) и глинозема (13.45 %). Низкие концентрации MgO и Sr указывают на отсутствие оливина среди первичных минералов. Кумулятивная природа породы подтверждается интенсивной положительной Eu-аномалией. График распределения РЗЭ почти идентичен расчетному графику для кумулята чисто клинопироксенового состава [Hanson, 1980, fig. 9]. В данном случае кумулят содержал также некоторое количество ильменита-титаномагнетита и плагиоклаза.

**Мезократовые амфиболиты (40/1, 53/1).** Образцы по составу отвечают умеренно титанистым (1.0—1.26 %  $\text{TiO}_2$ ), умеренно глиноземистым габбро. Графики распределения РЗЭ имеют сравнительно плоскую форму и характеризуются некоторым обогащением или обеднением легкими РЗЭ. Данные породы могут рассматриваться как габброиды, содержащие существенное количество интеркумулусного расплава.

### ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

В видимой части разреза Борисихинского массива отсутствуют наиболее информативные породы вулканического комплекса, и доступные для анализа геохимические данные позволяют сделать лишь предварительные выводы об обстановке формирования офиолитовой ассоциации. Согласно данным [Shervais, 2001], подавляющая часть известных офиолитовых ассоциаций образовалась в начальную стадию формирования океанических островных дуг и принадлежит к так называемому SSZ-(supra-subduction zone, т. е. надсубдукционному) типу [Pearce et al., 1984]. Магмы в офиолитах этого типа выплавлялись из сильнодеплетированного мантийного источника и характеризуются выраженными островодужными геохимическими свойствами. Борисихинский массив, однако, отличается от подобных офиолитов присутствием большого объема кумулятов троктолитового состава. Такая схема кристаллизации, в которой плагиоклаз начинает кристаллизоваться раньше клинопироксена, нетипична для SSZ-офиолитов, но обычна для пород океанической коры, формирующихся в срединно-океанических хребтах (офиолиты MORB-типа) [Pearce et al., 1984].

Для дискриминации офиолитов этих двух типов обычно используют геохимические критерии, такие как соотношения некоторых индикаторных элементов в вулканитах, которые не зависят ни от степени парциального плавления мантийного источника, ни от кристаллизационной дифференциации. В случае Борисихинского массива эти критерии не являются надежными, так как преобладающая часть пород представлена кумулятами, состав которых не соответствует составу магм. Судя по распределению РЗЭ, верхняя часть видимого разреза офиолитов, несомненно, сложена кумулятивными породами (обр. 59/2 и 73/1). Хотя по геохимическим признакам кумулятивная природа нижележащих метагабброидов не столь очевидна, логика подсказывает, что и они образовались преимущественно по кумулятивным породам. Распределение редкоземельных элементов для метабазитов, которые предположительно содержат наименьшее количество кумулятивных минералов (обр. 40/1 и 53/1), не соответствует NMORB базальтам. Такое распределение скорее характерно для EMORB или островодужных пород (см. рис. 4). На мульти-элементных диаграммах (см. рис. 5, левый график) некоторые образцы характеризуются явной обогащенностью крупноионными литофильными элементами (LILE), что рассматривается как типовой признак островодужных вулканитов. Однако в нашем случае этот критерий не следует принимать в расчет, так как анализированные породы целиком сложены гидратированными минералами, т. е. их метаморфизм протекал при участии флюида, в котором LILE легко растворимы. Если эти элементы исключить из диаграммы, то распределение несовместимых элементов оказывается более закономерным и для некоторых образцов сходным с распределением EMORB (см. рис. 5, правый график). Важным критерием является отсутствие отрицательной Nb-аномалии, типичной для надсубдукционных серий. Однако в породах наблюдаются отрицательные аномалии Ti и Zr-Hf, что также скорее свойственно надсубдукционным расплавам [Pearce et al., 1984]. Все эти аномалии, впрочем, могут объясняться тем, что проанализированные породы в значительной степени являются кумулятивными габброидами. Что касается титана, то он мог быть перераспределен между кумулятами разного состава; по крайней мере, это предположение может быть справедливо для двух непосредственно контактирующих пород 52/5 и 52/2 (см. рис. 3). Первая характеризуется наибольшей отрицательной Ti-аномалией; вторая — положительной (на рис. 5 этот образец не показан). Таким образом, эти две разновидности представляют составы, комплементарные по этому параметру. Что касается Zr и родственного ему Hf, то следует иметь в виду, что отрицательные аномалии на графике выражены лишь по отношению к редкоземельным элементам и, следовательно, могут объясняться геохимическими различиями Zr и РЗЭ. Наиболее интенсивная отрицательная аномалия Zr наблюдается для обр. 52/5, в наибольшей степени обогащенного  $\text{P}_2\text{O}_5$ .



Можно предположить, что в данном случае аномалия вызвана не только деплетированностью породы цирконием, но также обогащением ее редкими землями, сконцентрированными в апатите. Вторая причина может быть вызвана тем, что борисихинские метагабброиды в значительной степени сложены кумулятивными пироксенами, с которыми редкоземельные элементы являются совместимыми в большей степени, чем цирконий [Irving, Frey, 1984; Nauria et al., 1994].

Таким образом, отсутствие в разрезе вулканитов не позволяет дать однозначное заключение об обстановке формирования Борисихинской офиолитовой ассоциации. Тем не менее такие критерии, как троктолитовая схема кристаллизации кумулятивных минералов и отсутствие Nb-аномалии, скорее, свидетельствуют в пользу того, что борисихинские офиолиты не относятся к распространенному SSZ-типу, но сформировались в обстановке океанического спрединга.

## ВОЗРАСТ ОФИОЛИТОВ

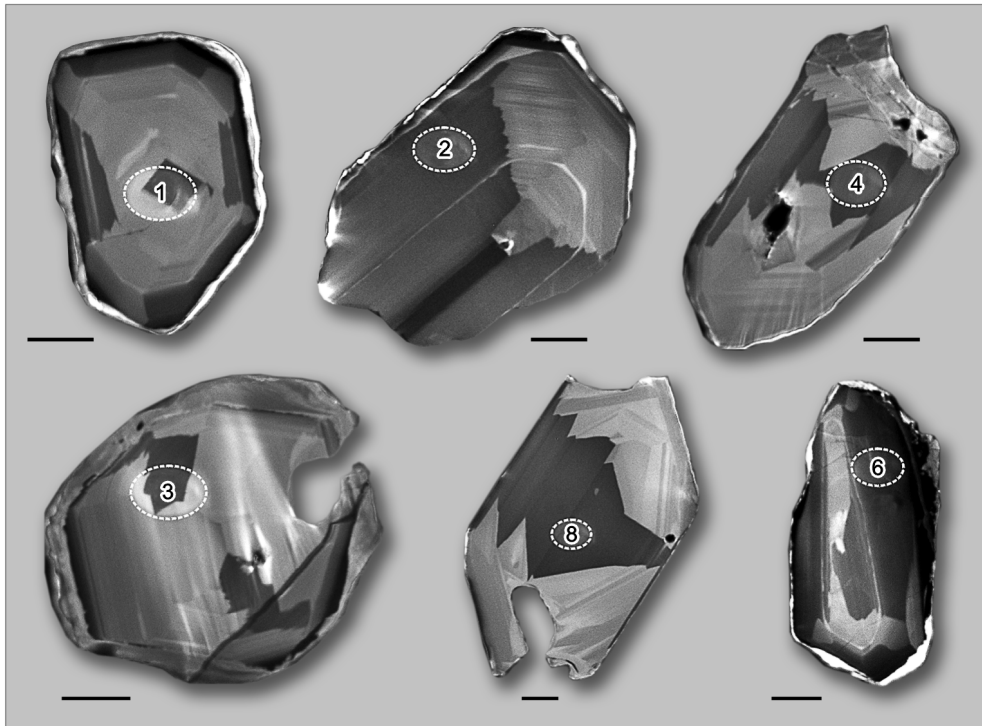
Получение надежных данных о возрасте базит-ультрабазитового комплекса являлось одной из главных задач исследования. Учитывая полноту вскрытого разреза, можно было рассчитывать на обнаружение в нем плагиогранитов, пригодных для извлечения циркона. Такая вероятность подкреплялась указанием Т.Я. Корнева [Корнев и др., 1974] о присутствии подобных пород в составе массива. Так как автор плагиогранитов не нашел, были отобраны пегматоидные разности амфиболитов вблизи точек 52 и 59 (см. рис. 1, 2). Возможность присутствия циркона в этих породах вызвала большие сомнения, однако из каждой пробы было извлечено по несколько сотен кристаллов и их обломков. К настоящему времени определен возраст циркона из обр. 52/5, который представляет собой неоднородную по структуре крупнокристаллическую пегматоидную породу, образующую линзовидные шпиры среди мелкозернистых гранатовых амфиболитов (см. рис. 3). Темноцветный компонент представлен бледно-окрашенным амфиболом актинолитового ряда. Лейкократовый компонент (около половины объема) сложен агрегатом клиноцоизита (преобладает), альбита и незначительного количества кварца. Этот агрегат, по-видимому, замещает плагиоклаз. Кислый плагиоклаз не сдвойникован; он неоднороден по составу и содержит серицитизированные участки.

Циркон, извлеченный из обеих проб, не различается по цвету, габитусу и другим визуальным характеристикам. Он имеет бледно-розовый цвет и характеризуется примитивной морфологией, выраженной сочетанием граней призмы (100) и пирамиды (101). Могут также присутствовать слабо развитые дополнительные (более острые) грани пирамиды. Удлинение от 3:1 до 2:1. Такая морфология циркона считается типичной для магматических пород толеитовой серии, кристаллизовавшихся из сухих расплавов [Cogfu et al., 2003]. Кристаллы преимущественно трещиноватые, с неровной поверхностью, с визуально заметными включениями, редко встречаются чистые, прозрачные экземпляры, идеальные кристаллы отсутствуют. Обращает на себя внимание крупный размер кристаллов, составляющий в среднем 150—300 мкм. Фракция –0.1 мм обрабатывалась наиболее тщательно, ибо предполагалось, что если в борисихинских амфиболитах и будут найдены цирконы, то это будет незначительное количество крайне мелких кристаллов. Однако преобладающее количество цирконов получено из более крупных фракций дробленой породы.

На фотографиях, полученных в проходящем свете, в некоторых зернах видны длинные и тонкие прозрачные минеральные включения, принадлежащие, вероятно, апатиту. Они, так же как и другие включения, тяготеют к центральной части зерен, но иногда пронизывают весь кристалл. Также встречаются и недиагностированные короткопризматические минеральные и флюидные включения.

Цирконы демонстрируют отчетливо выраженную секториальную зональность (рис. 6). Подобная зональность присуща магматическим цирконам плутонических пород разного состава и не связана с метаморфическими событиями [Noskin, Schaltegger, 2003]. Осцилляционная зональность выражена слабее. В нескольких случаях наблюдалась сложная зональность с частичным несоответствием внутренних границ, которая, скорее всего, является результатом избирательного растворения кристаллов и возобновления роста. Возможно, что этот предполагаемый этап растворения циркона явился причиной того, что мелкие кристаллы в породе практически отсутствуют. Мы предполагаем, что подобная сложная зональность отражает события единого длительного и многоэтапного процесса кристаллизации базитовой магмы, а не обособленные термальные события. Несколько кристаллов имеют необычно темную окраску на CL-изображениях. Один такой кристалл проанализирован, и выяснилось, что он характеризуется более высокими концентрациями U, Th и Pb, однако, имеет тот же возраст, что и остальные проанализированные кристаллы (табл. 2, ан. № 6).

Вблизи минеральных включений, которые обычно тяготеют к центральным частям зерен, циркон имеет неупорядоченную структуру, что является результатом избирательной перекристаллизации, характерной для цирконов высоких ступеней метаморфизма. Перекристаллизация шла от внутренних частей зерен, содержавших включения и имевших изначально наименее упорядоченную структуру. На многих изображениях видно, как «заплатки» подобного циркона «проедают» кристалл изнутри и нарушают

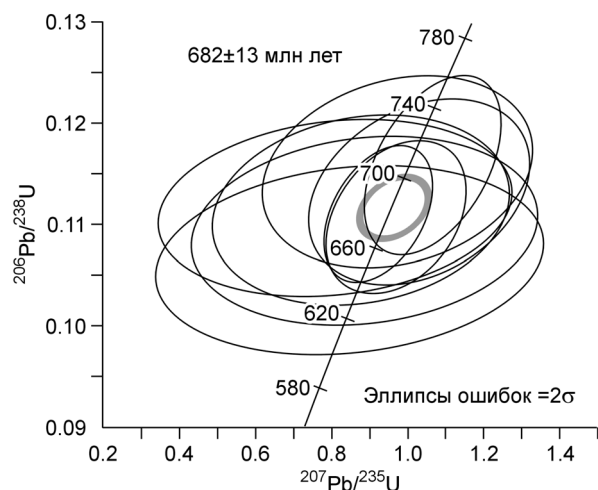


**Рис. 6. Католюминесцентные изображения цирконов пр. 52/5.**

Показано 6 из 9 проанализированных зерен. Большинство цирконов обладает секториальной зональностью и слабо выраженной осцилляционной зональностью. На изображениях видны проанализированные участки в виде светлых овалов (обведены пунктирной линией). Номера проанализированных точек соответствуют табл. 2. В некоторых кристаллах видны минеральные включения и участки перекристаллизации вокруг них. Светлая кайма с яркой люминесценцией — результат метаморфического обрастания кристаллов. Наиболее мощная кайма у кристалла, расположенного в левом нижнем углу. Длина масштабных линеек — 50 мкм.

первичную эвгдральную зональность. В некоторых кристаллах центральные или краевые участки зерен с нарушенной структурой растворены, и на их месте образуются полости, соединенные каналом с внешней средой, в результате чего многие кристаллы напоминают дуплистые зубы (см. рис. 6). Часть кристаллов содержит оторочку метаморфического циркона. Подобная кайма только в одном случае достигает ширины, позволяющей ее проанализировать (см. рис. 6), что нами пока еще не сделано. Изотопный анализ проведен только для магматического циркона с секториальной зональностью.

Циркон анализировался на масс-спектрометре SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (см. табл. 2). Пробоподготовка и изотопные измерения проводились по стандартным методикам, изложенным в [Williams, 1998]. Поток первичных ионов кислорода интенсивностью ~3.5 нА был сфокусирован на пятне 25 × 35 мкм. Результаты измерений были соотнесены с измерениями стандарта 91 500



с возрастом 1062.4 млн лет и U-Pb отношением 0.17917 [Wiedenbeck et al., 1995]. Результаты анализа усреднялись по четырем циклам сканирования. Проанализированные участки для шести кристаллов показаны на рис. 6. Редукция данных, расчет возраста и построение графика проводились посредством программ Squid и Isoplot [Ludwig, 2001, 2003].

Th/U отношение в борсихинских цирконах составляет в среднем 0.6, что указывает на их магматический генезис [Hoskin, Schaltegger, 2003]. Циркон низкоурановый: преобладают кристаллы с концентрацией урана около 30 г/т, что согласуется с его

**Рис. 7. Pb/U изотопная диаграмма с конкордией для проанализированных цирконов пр. 52/5.**

Таблица 2.

Результаты изотопного анализа цирконов пр. 52/5 (см. рис. 6, 7)

№ точки	$^{206}\text{Pb}^{(c)}$ , %	U	Th	Th/U	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	D, %	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	Кoeffициент корреляции			
		г/г			млн лет			±, %	±, %	±, %				
1	1.27	30	17	0.6	681 ± 22	503 ± 390	-26	0.0570	18	0.880	18	0.1114	3.4	0.188
2	0.46	63	35	0.6	677 ± 18	724 ± 150	7	0.0635	7.3	0.969	7.8	0.1107	2.7	0.353
3	1.78	32	19	0.6	669 ± 22	564 ± 450	-16	0.0590	21	0.890	21	0.1094	3.5	0.165
4	2.80	30	17	0.6	652 ± 22	512 ± 540	-22	0.0580	25	0.840	25	0.1064	3.6	0.144
5	0.77	27	17	0.6	692 ± 22	808 ± 230	17	0.0661	11	1.030	11	0.1133	3.3	0.295
6	0.72	160	102	0.7	678 ± 16	630 ± 120	-7	0.0608	5.6	0.929	6.1	0.1109	2.5	0.404
7	0	30	10	0.3	706 ± 21	830 ± 130	18	0.0667	6	1.065	6.8	0.1158	3.1	0.463
8	1.05	29	19	0.7	703 ± 22	645 ± 310	-8	0.0612	15	0.970	15	0.1152	3.3	0.222
9	1.61	52	27	0.5	682 ± 21	312 ± 530	-54	0.0530	23	0.810	24	0.1115	3.2	0.135

Примечание. Все ошибки даны на уровне  $1\sigma$ .  $\text{Pb}^{(c)}$  — обыкновенный свинец,  $\text{Pb}^*$  — радиогенный свинец (расчитан на основании измеренного количества  $^{204}\text{Pb}$ ); D — дискордантность.

предполагаемой кристаллизацией из магмы MORB состава. Выделяется ан. № 6 (см. табл. 2), в котором концентрация U составляет 160 г/г. Концентрации изотопов U и Pb проанализированы в девяти точках, принадлежащих девяти кристаллам. С учетом ошибок все анализы образуют конкордантный кластер (рис. 7). Возраст, рассчитанный по девяти точкам, составил  $682 \pm 13$  млн лет (95 % доверительный интервал), СКВО = 0.035. Учитывая вышеприведенные соображения о том, что циркон является магматическим минералом, кристаллизовавшимся из низкоурановой толеитовой магмы основного состава, мы интерпретируем полученное значение возраста как время кристаллизации габбро. Этот возраст относится к участкам с секториальной зональностью, на которые приходится основной объем борисихинских кристаллов. Мы не исключаем, что оторочки метаморфического циркона, которые наблюдались в некоторых кристаллах, имеют более молодой возраст, и мы надеемся в дальнейшем попытаться определить его. Подобные оторочки слагают не более нескольких процентов общего объема кристаллов.

#### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ О ВОЗРАСТЕ МАССИВА

Полученное значение возраста кристаллизации кумулятов мы интерпретируем как время аккреции океанической коры в зоне спрединга. Очевидно, что после своего образования Борисихинская офиолитовая ассоциация входила в состав литосферы океанического бассейна, располагавшегося к западу (в современных координатах) от Приенисейского блока Енисейского кряжа, который в это время, по всей видимости, уже входил в состав Сибирского кратона и располагался на его окраине [Vernikovskiy et al., 2003]. Авторы предполагают, что во второй половине позднего рифея литосфера «Борисихинского» океанического бассейна субдуцировала под окраину Приенисейского блока. Такое предположение может быть обосновано на участках Исаковского пояса, расположенных севернее Борисихинского массива. Очевидно, что этот процесс мог начаться заметно ранее момента кристаллизации борисихинских габброидов и мог продолжаться также и позже этого момента. В последние годы получены многочисленные новые определения изотопного возраста магматических пород Енисейского кряжа, что позволяет наметить события, которые происходили на этом этапе как к востоку, так и к западу от этого океанического бассейна.

В тыловых структурах Енисейского кряжа во второй половине позднего рифея происходил рифтогенез и заполнение обломочными породами приразломных прогибов, таких как Тейско-Чапский и другие. Щелочной магматизм, связанный с этими процессами, широко проявлен в центральной и восточной зонах Енисейского кряжа и датирован K-Ar и Ar-Ar методами как 690—700 млн лет [Динер и др., 2000; Ножкин и др., 2007a]. При этом предполагается, что заложение грабенных, выполненных осадками чингасанской серии, началось приблизительно 730 млн лет назад [Ножкин и др., 2007a]. С этой же зоной рифтогенного щелочного магматизма, протягивающейся вдоль всей заангарской части Енисейского кряжа, В.А. Верниковский, А.Е. Верниковская и их соавторы связывают внедрение разнообразных магматических пород, объединяемых ими в татарский и захребетнинский комплексы. К этим комплексам, в частности, отнесены нефелиновые сиениты, ийолиты Среднетатарского массива ( $711 \pm 3$  млн лет) [Верниковский и др., 2008] и лейкограниты Чистопольского массива. Последние имеют совершенно такой же возраст, как борисихинские метагаббро:  $683 \pm 6$  млн лет [Верниковская и др., 2007]. Авторы связывают этот магматизм с

субдукцией океанической литосферы под Енисейскую окраину Сибирского кратона. Данные о возрасте Борисихинского массива косвенно подтверждают такую идею.

В.А. Верниковский и его коллеги полагают, что в западной части Исаковского офиолитового пояса располагаются фрагменты островодужного сооружения [Верниковский и др., 2001]. Это предположение основано на изучении гранитов Порожнинского массива. Средний возраст двух фракций конкордантного циркона, извлеченного из сильно измененных плагиогранитов, составил  $697 \pm 4$  млн лет [Верниковский и др., 2001]. Авторы считают также, что аналогичный возраст имеют офиолиты Исаковского пояса, не приводя, однако, обоснования такому выводу. Тем не менее этот вывод полностью подтверждается датировкой Борисихинского массива.

Данные о возрасте Борисихинского массива существенно ограничивают нижний предел возраста Вороговской серии, заполняющей одноименный прогиб. Терригенные породы нижних горизонтов серии содержат серпентинитовую и амфиболитовую кластику (А.Д. Ножкин, устное сообщение), что свидетельствует о размыве выведенных на поверхность исаковских офиолитов. Очевидно, что возраст этих терригенных пород является существенно более молодым, чем 680 млн лет. Наиболее вероятный возраст нижних горизонтов вороговской серии лежит в интервале 650—600 млн лет, т. е. серия, скорее всего, является вендской. Ранее вороговская серия считалась более древней и сопоставлялась с чингасанской [Постельников, 1980]. Возраст борисихинских офиолитов свидетельствует о том, что вороговская и чингасанская серии накапливались на разных этапах тектонической эволюции Енисейского кряжа.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обсуждение результатов данного исследования со специалистами показало, что возможность присутствия магматического циркона в океанических метагабброидах воспринимается с недоверием. Так как циркон содержится в двух пробах пегматоидных амфиболитов, отобранных из разных частей разреза, то его присутствие не является случайным. Оно, вероятно, объясняется тем, что циркон кристаллизовался из сильно эволюционировавшего интеркумулусного расплава. Возможность обнаружения в подобных породах извлекаемого циркона, пригодного для датирования, следует иметь в виду при изучении кумулятивных габброидов офиолитовых ассоциаций и их метаморфизованных аналогов. Внутренняя структура циркона, низкая концентрация U и Th/U отношения однозначно свидетельствует о его кристаллизации из низкоурановой толеитовой магмы. Цирконы содержат метаморфические оторочки, что позволяет определить возраст наложенного термального события. Возраст циркона соответствует возрасту кристаллизации габброидной кумулятивной серии в процессе океанического спрединга.

Этот вывод позволяет ограничить возраст тектонических событий во второй половине позднего рифея на западе Енисейского кряжа. В частности, он свидетельствует о том, что коллизия океанического—островодужного Исаковского террейна и сиалического Приенисейского блока осуществилась в самом конце позднего рифея и, уж во всяком случае, позже, чем 680 млн лет. Это согласуется с мнением В.А. Верниковского и его коллег [Верниковский и др., 1994, 2001; Vernikovskiy et al., 2003; Верниковский, Верниковская, 2006] о возрасте орогенеза в западной части Енисейского кряжа и с выводами о возрасте формирования аккреционной структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы, обоснованными для более южных районов [Ножкин и др., 2007б]. Предполагаемый возраст этого события отвечает позднебайкальской фазе орогенеза, которая выявлена на простирации структур в юго-восточной части Восточного Саяна [Кузьмичев, 2004]. Вполне вероятно, что на Енисейском кряже последовательность позднерифейских событий была сходной и что длительное время, предшествовавшее этой фазе орогенеза, западный склон Енисейского кряжа представлял собой окраину Андийского типа, под которую на протяжении второй половины позднего рифея осуществлялась субдукция океанической плиты. Борисихинский массив, так же как и фрагменты расчлуженных офиолитов исаковского пояса, представлял собой фрагмент этой океанической коры, заклиненный в зоне субдукции. Причиной того, что подобные фрагменты не были субдуцированы, автор считает то, что они оказались включенными в аккреционную призму, которая являлась аналогом, а может быть, и непосредственным продолжением Окинской аккреционной призмы ю.-в. части Восточного Саяна [Kuzmichev et al., 2007].

Сопоставление позднерифейской геологической истории этих двух регионов позволяет в перспективе реконструировать единую систему окраинных морей и островных дуг, обрамлявших с юга и с запада Сибирскую платформу. Коллизия этой системы с окраиной Сибирского континента произошла приблизительно на границе позднего рифея и венда. К этому времени краевой блок южной части Сибирской платформы вследствие процессов задугового рифтогенеза был отчленен от Сибирской платформы [Кузьмичев, 2004]. Сходные процессы рифтогенеза протекали и в тыловой части Енисейского кряжа. Здесь они не привели к образованию океанического бассейна, но выразились в заложении рифтогенных впадин и внутриплитном щелочном магматизме.

Авторы благодарны А.Д. Ножкину за плототворное обсуждение рукописи, выявившее ряд спорных моментов, и рецензентам В.А. Верниковскому и Е.В. Склярору за полезные замечания, позволившие



существенно улучшить работу. Авторы также признательны Д.З. Журавлеву за тщательно проведенный анализ малых элементов.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ РАН № 10 «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)».

#### ЛИТЕРАТУРА

**Верниковская А.Е., Верниковский В.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Травин А.В., Вингейт М.Т.Д.** Лейкогранитный магматизм *A*-типа в эволюции континентальной коры западного обрамления Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 5—21.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е.** Тектоника и эволюция гранитоидного магматизма Енисейского кряжа // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 35—52.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Ножкин А.Д., Пономарчук В.А.** Рифейские офиолиты Исаковского пояса (Енисейский кряж) // Геология и геофизика, 1994, т. 35(7—8), с. 169—180.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Черных А.И., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Яковлева С.З., Федосеенко А.М.** Порожнинские гранитоиды Приенисейского офиолитового пояса — индикаторы неопротерозойских событий на Енисейском кряже // Докл. РАН, 2001, т. 381, № 6, с. 806—810.

**Верниковский В.А., Верниковская А.Е., Сальникова Е.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Верниковская И.В., Матушкин Н.Ю., Ясенов А.М.** Позднерифейский щелочной магматизм западного обрамления Сибирского кратона: результат континентального рифтогенеза или аккреционных событий? // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 1, с. 90—94.

**Динер А.Э., Качевская Г.И., Качевский Л.К.** Эталон чапинского комплекса щелочных пикритов (Енисейский кряж). Красноярск, Красгео, 2000, 78 с.

**Корнев Т.Я.** Рудные формации Енисейского кряжа, связанные с магматизмом // Рудоносность и металлогения структур Енисейского кряжа. Красноярское кн. изд-во, 1974, с. 3—9 (Тр. СНИИГиМС, вып. 145).

**Корнев Т.Я., Даченко В.М., Бозин А.В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., Недра, 1974, 131 с.

**Кузьмичев А.Б.** Тектоника Исаковского синклиория Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., ГИН РАН, 1987, 19 с.

**Кузьмичев А.Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М., Пробел, 2004, 192 с.

**Миронов А.Г., Ножкин А.Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж) // Новосибирск, Наука, 1978, 254 с. (Тр. ИГиГ, вып. 341).

**Ножкин А.Д.** Петрогеохимическая типизация докембрийских комплексов юга Сибири: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1997, 98 с.

**Ножкин А.Д., Постников А.А., Наговицин К.Е., Травин А.В., Станевич А.М., Юдин Д.С.** Чингасанская серия неопротерозоя Енисейского кряжа: новые данные о возрасте и условиях формирования // Геология и геофизика, 2007а, т. 48 (12), с. 1307—1320.

**Ножкин А.Д., Туркина О.М., Советов Ю.К., Травин А.В.** Вендское аккреционно-коллизийное событие на юго-западной окраине Сибирского кратона // Докл. РАН, 2007б, т. 415, № 6, с. 782—787.

**Постельников Е.С.** Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М., Наука, 1980, 72 с.

**Charlier B., Auwera J. V., Duchesne J.-C.** Geochemistry of cumulates from the Bjerkreim—Sokndal layered intrusion (S. Norway). Part II. REE and the trapped liquid fraction // Lithos, 2005, v. 83, p. 255 — 276.

**Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P.** Atlas of zircon textures / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin Zircon // Rev. Miner. Geochem., 2003, v. 53, p. 469—500.

**Irving A.J., Frey F.A.** Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis // Geochim. Cosmochim. Acta, 1984, v. 48, p. 1201—1221.

**Hanson G.N.** Rare earth elements in petrogenetic studies of igneous systems // Annual Rev. Earth Planet. Sci., 1980, v. 8, p. 371—406.

**Hauria E.H., Wagner T.P., Grove T.L.** Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts // Chem. Geol., 1994, v. 117, p. 149—166.

**Hoskin P.W.O., Schaltegger U.** The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis / Eds. J.M. Hanchar and P.W.O. Hoskin Zircon // Rev. Miner. Geochem., 2003, v. 53, p. 27—62.

**Kuzmichev A., Sklyarov E., Postnikov A., Bibikova E.** The Oka Belt (Southern Siberia and Northern Mongolia): a Neoproterozoic analog of the Japanese Shimanto Belt? // *Island Arc*, 2007, v. 16, p. 224—242.

**Ludwig K.R.** Squid 1.02 // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 2001, № 2.

**Ludwig K.R.** Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ., 2003, № 4.

**Parrish R.R., Noble S.R.** Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution — thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS) / Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin *Zircon* // *Rev. Miner. Geochem.*, 2003, v. 53, p. 183—213.

**Pearce J.A., Lippard S.J., Roberts S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone (SSZ) ophiolites // *Marginal basin geology; volcanic and associated sedimentary tectonic processes in modern and ancient marginal basins* / Eds. B.P. Kokelaar, M.F. Howells. Geological Society of London, Spec. Publ., 1984, v. 16, p. 77—94.

**Shervais J.W.** Birth, death and resurrection: the life cycle of suprasubduction zone ophiolites // *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 2001, v. 2, paper № 2000GC000080, 45 p.

**Sun S.-s., McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., 1989, № 42, p. 313—345.

**Vavra G., Gebauer D., Schmidt R., Compston W.** Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 122, p. 337—358.

**Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P.** Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge // *Tectonophysics*, 2003, v. 375, p. 147—168.

**Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analysis // *Geostandard Newsletter*, 1995, v. 19, p. 1—23.

**Williams I.S.** U—Th—Pb geochronology by ion microprobe / Eds. McKibben M.A., Shanks W.C., Ridley W.I. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

*Рекомендована к печати 27 марта 2008 г.  
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию  
31 января 2008 г.*