

ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕРМОТРИАСОВОГО ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА НА ОСТРОВЕ БЕЛЬКОВСКИЙ (Новосибирские острова)

А.Б. Кузьмичев, А.Е. Голдырев

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

В 1974 г. геологи НИИГА описали на о. Бельковский андезиты, дациты и диабазы палеозойского возраста. Эти сведения имели важное значение для реконструкции тектонической эволюции континентального блока, слагающего Новосибирские о-ва и прилегающий шельф, что послужило причиной для проведения данного исследования. В изученной части о. Бельковский мы не обнаружили кислых вулканических пород и среднепалеозойских интрузий. Выяснилось, что магматические породы представлены субвулканическими интрузиями основного состава, включающими дайки, массивы сложной формы, жерловые брекчии и пепериты. Они относятся к толеитовой серии и по петрографическим и геохимическим признакам сходны с сибирскими траппами. Породы обогащены легкими редкими землями и крупноионными литофильными элементами, а также характеризуются интенсивной отрицательной ниобиевой аномалией. Эти „островодужные“ геохимические особенности вызваны контаминацией мантийных магм веществом континентальной коры и их длительной эволюцией в разноглубинных магматических очагах. Возраст интрузий определен К-Аг методом по магматическому биотиту: 252 ± 5 млн лет. Эта датировка показывает, что интрузии внедрились на рубеже перми и триаса одновременно с главным этапом траппового магматизма на Сибирской платформе. Шельфовый континентальный блок, включающий Новосибирские о-ва, располагался на периферии Сибирской трапповой провинции, где магматизм протекал в обстановке рифтогенеза. В верхней части осадочного разреза о. Бельковский магма внедрялась в полужидкий обводненный субстрат в близповерхностных условиях. Такие внедрения незначительно оторваны во времени от накопления вмещающих осадков. Это позволяет предположить, что на о. Бельковский выходят более высокие горизонты осадочного палеозойского разреза, чем это предполагалось ранее, а именно — пермские, а возможно, и нижнетриасовые слои.

Сибирские траппы, внутриплитные базальты, Nb аномалия, тектоника Арктики, Новосибирские острова.

PERMIAN-TRIASSIC TRAP MAGMATISM IN BEL'KOV ISLAND

(New Siberian Islands)

A.B. Kuzmichev and A.E. Goldyrev

The study was inspired by information on Paleozoic andesites, dacites, and diabases in Bel'kov Island in the 1974 geological survey reports used to reconstruct the tectonic evolution of the continental block comprising the New Siberian Islands and the bordering shelf. We did not find felsic volcanics or Middle Paleozoic intrusions in the studied area of the island. The igneous rocks are mafic subvolcanic intrusions, including dikes, randomly shaped bodies, explosion breccias, and peperites. They belong to the tholeiitic series and are similar to Siberian traps in petrography and trace-element compositions, with high LREE and LILE and prominent Nb negative anomalies. The island arc affinity is due to continental crust contamination of mantle magma and its long evolution in chambers at different depths. The 252 ± 5 Ma K-Ar biotite age of magmatism indicates that it was coeval to the main stage of trap magmatism in the Siberian craton at the Permian-Triassic boundary. The terrane including the New Siberian Islands occurred on the periphery of the Siberian trap province, where magmatism acted in a rifting environment. Magma intruded semiliquid wet sediments at shallow depths, shortly after their deposition. Therefore, the exposed Paleozoic section in Bel'kov Island may include Permian or possibly Lower Triassic sediments, of younger ages than it was believed earlier.

Siberian traps, within-plate basalts, Nb anomaly, Arctic tectonics, New Siberian Islands

ВВЕДЕНИЕ

Остров Бельковский расположен в СЗ части Новосибирского архипелага, западнее о. Котельный (рис. 1). Оба острова сложены деформированными палеозойскими платформенными отложениями. Вслед за Б.А. Натальиным [Sengor, Natal'in, 1996; Natal'in et al., 1999] мы называем этот докембрийский континентальный блок „Новосибирской карбонатной платформой“. Обсуждаются два варианта тектонического положения, которое занимала Новосибирская платформа в палеозое—раннем мезозое. Одна группа геологов [Зоненшайн и др., 1990] считает, что она являлась продолжением Таймырской складчатой области; другая, более многочисленная, предполагает, что она входила в состав Североамериканского континента [Sengor, Natal'in, 1996; Sokolov et al., 2002; Nokleberg et al., 2000]. Для понимания тектонической истории Новосибирского континентального блока и решения вопроса о его происхождении большое

Рис. 1. Положение о. Бельковский в Новосибирском архипелаге.

1 — рыхлые отложения; 2 — верхоянский комплекс; 3, 4 — Новосибирский континентальный блок: 3 — палеозойские платформенные отложения, 4 — мезозойские отложения передового прогиба; 5 — мезозойские островодужные комплексы; 6 — Южно-Аннойская сутура.



значение имели данные о присутствии на о. Бельковский разнообразных магматических пород среднепалеозойского возраста.

Эти данные были получены В.Ф. Непомилуевым и его коллегами (НИИГА), которые провели в 1974 г. среднемасштабную геологическую съемку о. Бельковский. Эти геологи закартировали многочисленные дайки и штоки диабазов и габбро-диабазов, отнесенные к среднему палеозою, а также сообщили о присутствии лавовых потоков андезитово-дацитового состава в разрезе среднекаменноугольных отложений [Косько и др., 1985]. Сведения о вулканитах среднего и кислого составов имели принципиальное значение для воссоздания геологической истории Новосибирской платформы. Подобные породы обычно имеют надсубдукционный генезис и их присутствие могло бы интерпретироваться как указание на то, что в среднекаменноугольное время Новосибирская платформа была ограничена с юго-запада активной континентальной окраиной. Возможность такой тектонической ситуации подкреплялась данными, полученными на Чукотке, — на простирации структур Новосибирского блока. Здесь, на южной окраине Чукотского континентального блока, были описаны выходы каменноугольных глинистых сланцев и известняков, включающих потоки андезитов и дацитов [Натальин, 1984]. Эти потоки интерпретируются как вулканиты активной континентальной окраины Чукотского блока [Natal'in et al., 1999; Nokleberg et al., 2000].

В объяснительной записке к геологической карте В.Ф. Непомилуев сообщил весьма скудные сведения о составе, предполагаемом возрасте и условиях залегания магматических пород. Это побудило нас организовать полевые работы на о. Бельковский, чтобы получить более полную информацию о характере магматизма. Хотя мы и не обнаружили андезитов и дацитов в исследованной части острова, полученные данные о магматических породах оказались важными для понимания тектонической истории Новосибирской платформы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ О. БЕЛЬКОВСКИЙ

Остров Бельковский сложен палеозойскими осадочными отложениями, сходными с отложениями о. Котельный, но деформированными гораздо сильнее. Геологи НИИГА выделили на о. Бельковский четыре стратиграфических подразделения (снизу вверх): соколовскую свиту — эйфельский и живетский ярусы; нерпалахскую свиту — франский—фаменский ярусы; чекурскую свиту — фаменский—турнейский ярусы; бельковскую толщу — башкирский ярус. Все эти подразделения являются аналогами свит опорных разрезов о. Котельный. В бельковских сланцах фауна не была обнаружена и они описаны в ранге толщи. Предполагалось, что бельковская толща отделена тектоническим контактом от нижележащих отложений.

Мы провели собственное картирование (рис. 2), которое подтвердило структуру, изображенную В.Ф. Непомилуевым на карте масштаба 1:200 000. Плохая обнаженность и сложные дислокации не позволили детально расчленивать разрез. На основании литологических признаков мы смогли показать на карте распространение только трех толщ: 1) карбонатные породы (соответствуют соколовской свите и нижним горизонтам нерпалахской свиты); 2) светлые плитчатые алевролиты, песчаники, карбонатные конгломераты и олистостромы (соответствуют нерпалахской и чекурской свитам); 3) черные неплитчатые алевролиты и аргиллиты с сидеритовыми конкрециями, песчаники (соответствуют бельковской толще). Мы считаем разрез непрерывным и предполагаем, что бельковская толща включает также раннекаменноугольные отложения.

Среди магматических пород о. Бельковский В.Ф. Непомилуев и его коллеги описали многочисленные дайки и штоки среднепалеозойских диабазов и габбро-диабазов, единичные дайки триасовых

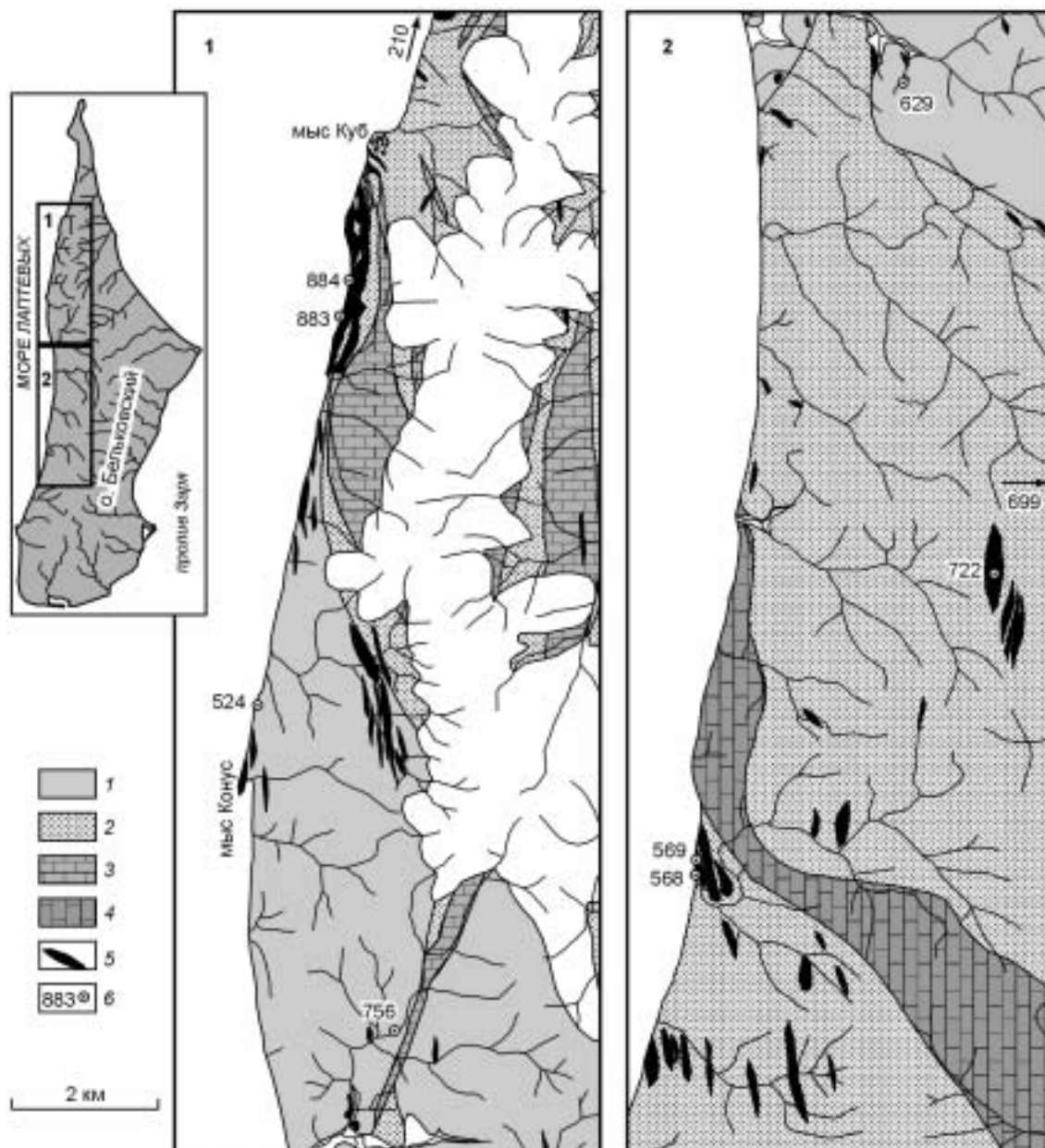


Рис. 2. Магматические тела в западной части о. Бельковский.

1 — бельковская толща (С—Р?); 2 — нерпалахская и чекурская свиты (D_2); 3 — линзы карбонатных пород в нерпалахской свите; 4 — соколовская свита (D_2); 5 — магматические тела основного состава; 6 — точки наблюдения, упомянутые в тексте и в таблицах. На врезке — схема расположения листов карты.

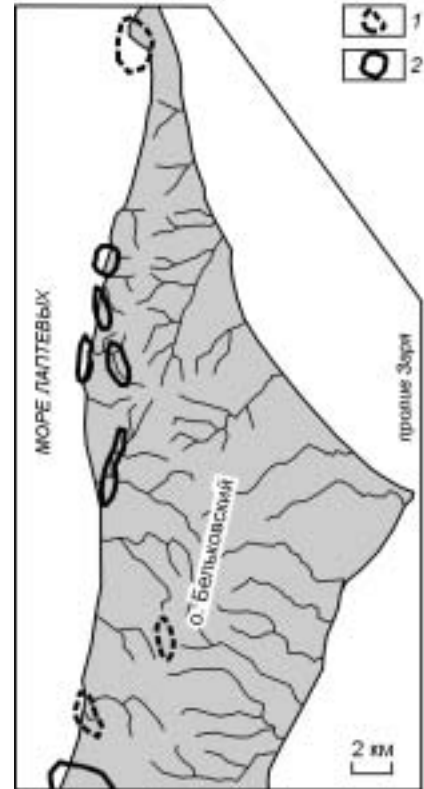
долеритов и вулканиты среднего карбона [Косько и др., 1985]. В юго-восточной части острова (нами не исследована) в массиве габбро-диабазы описаны шпильеры габбро-сиенитового и сиенито-диоритового составов, содержащие до 10—20 % калиевого полевого шпата. Интрузии предположительно датированы средним палеозоем, так как на о. Котельный они не встречаются в отложениях более молодых, чем верхнедевонские [Косько и др., 1985]. Однако на геологической карте о. Бельковский, составленной геологами НИИГА, интрузии, обозначенные как среднепалеозойские, прорывают отложения башкирского яруса среднего карбона, и логичнее было бы их именовать позднепалеозойскими. Несколько даек были отнесены к триасовым интрузиям. Главное их отличие — высокие значения остаточной намагниченности [Косько и др., 1985]. Вулканитам в объяснительной записке посвящена всего одна фраза: „На о. Бельковском встречены единичные покровы андезитодацитов и лавовых брекчий дацитового состава мощностью до 12 м“ [Косько и др., 1985, с. 60].

Рис. 3. Субвулканические центры в северной части о. Бельковский.

1 — глубокоэродированные, 2 — слабоэродированные.

Среди магматических пород о. Бельковский мы наблюдали дайки, мелкие массивы неправильной формы, а также тела, сложенные дезинтегрированным материалом. Последние интерпретируются как эруптивные брекчии и пепериты. Все встреченные породы имеют основной состав. Они распространены неравномерно и образуют сгущения, которые мы интерпретируем как субвулканические комплексы в прямом смысле этого слова (рис. 3). Цепочка вулканических аппаратов, по-видимому, была приурочена к субмеридиональной зоне растяжения, которая протягивалась вдоль западной окраины острова. Все встреченные магматические породы мы объединяем в общий интрузивный комплекс, внедрившийся на рубеже перми и триаса.

Разрозненные диабазовые интрузии распространены и на остальной территории о. Бельковский, а также многочисленны в юго-западной части о. Котельный; отдельные дайки встречаются также и в других частях острова [Косыко и др., 1985]. По данным аэромагнитной съемки присутствие крупных нескрытых магматических тел основного состава предполагается на о-вах Котельный и Фаддеевский, а также на прилегающей акватории. Мы предполагаем, что значительная часть магнитных аномалий вызвана магматическими породами, аналогичными тем, что выходят на о. Бельковский.



УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Дайки и мелкие массивы неопределенной формы слагают основной объем магматических пород. Интрузии местами внедрялись настолько густо, что доминировали по объему над вмещающими палеозойскими осадками. Морфологию тел можно наблюдать только в береговом клиффе, причем далеко не всегда очертания интрузий видны даже в скальных обнажениях, так как диабазы местами брекчированы совместно с вмещающими породами, разбиты многочисленными кварц-карбонатными жилами и подверглись совместной лимонитизации и карбонатизации.

Дайки очень редко представляют собой пластины с параллельными ограничениями. Такие пластинчатые дайки, мощностью до 7 м, наблюдались в нижней части разреза палеозойских отложений, в частности, среди карбонатных пород соколовской свиты. Силлы встречаются редко; обычно форма интрузий слабо связана с залеганием вмещающих пород, которые во время внедрения представляли собой субстрат, близкий к изотропному. Обычно интрузии имеют неправильные извилистые контуры с многочисленными раздувами и апофизами. Пример такой дайки показан на рис. 4, а, б. Контурсы дайки отчасти напоминают результат моделирования трещин растяжения в гомогенной среде (см. рис. 4, в). Мы соответствующим образом и интерпретируем наши интрузии как внедрившиеся в среду, близкую к гомогенной в обстановке растяжения в малоглубинных условиях.

Разности, которые могли бы оказаться вулканитами. Учитывая важность сведений В.Ф. Непомилуева о палеозойских вулканитах, мы специально уделяли внимание изучению возможных выходов эффузивных пород и наблюдали четыре группы пород, имеющих сходство с вулканитами. Все они, за редким исключением, встречены на участках, показанных на рис. 3 как слабоэродированные вулканические центры.

Туфоподобные гиалокластиты встречены в шести выходах. Они представляют собой однородные массивные породы, сложенные комочками слабораскристаллизованной лавы, иногда пузырчатой, размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, погруженными в темный базис. Преобладают комочки размером 0.5—1.5 см, имеющие рваные контуры с ясно проявленной флюидалностью. Встречаются ксенолиты вмещающих сланцев и песчаников, иногда довольно многочисленные, и редкие обломки карбонатизированных диабазов. Судя по элливию, форма выходов этих пород линзовидная или изометричная, размером в поперечнике от нескольких до нескольких десятков метров. Контакты не обнажены. Однородное сложение пород и изометричность большинства выходов могут рассматриваться как указания на то, что эти разности выполняли неки и являлись жерловой интрузивной фацией. Подобные по составу породы наблюдались нами в верховьях р. Подкаменная Тунгуска (Катанга). В этом

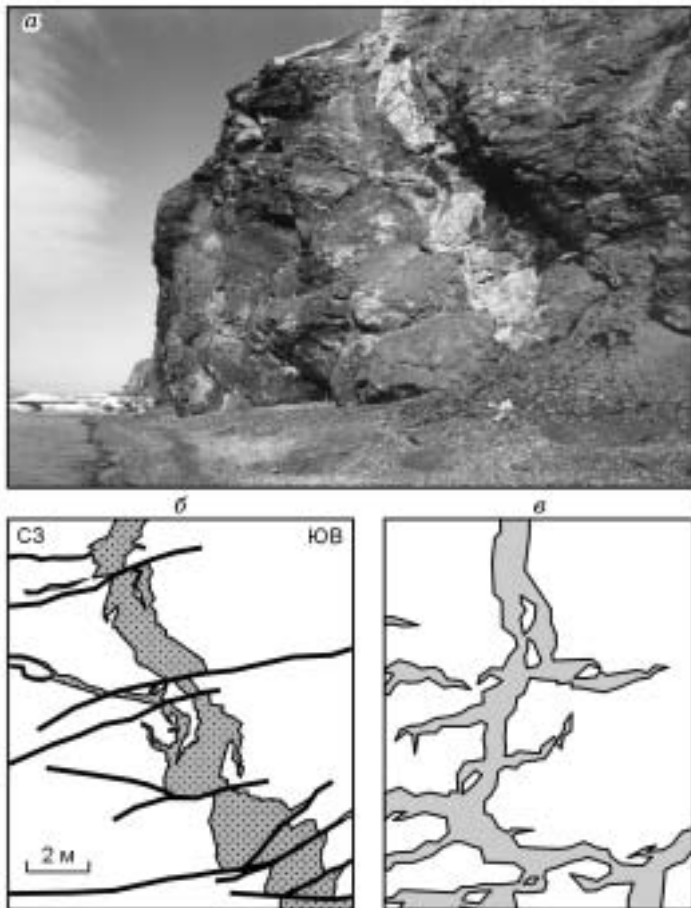


Рис. 4. Характерный пример морфологии дайки вблизи пикета 524 (см. рис. 2).

a — фото, высота обнажения около 30 м; *б* — прорисовка контура дайки; *в* — результат моделирования структур растяжения в гомогенной среде, по [Морозов, 2002].

районе они были связаны с ранней фазой траппового магматизма и слагали округлые некки, размером 5—8 м, которые служили подводными каналами к туфам корвунчанской свиты.

Эруптивные брекчии сложены угловатыми обломками диабазов и палеозойских осадочных пород. Обломки диабаза карбонатизированы и зонально окрашены. Эти различия мы интерпретируем как взрывные брекчии, которые выполняли, по-видимому, диатремы. Такое предположение подтверждается локальным распространением пород и присутствием чисто диабазовых брекчий, сцементированных микрозернистым диабазом. Последние, вероятно, являются результатом взрывного брекчирования лавовой пробки и залечивания трещин свежими порциями лавы.

Пепериты встречаются в береговом обрыве, расположенном севернее мыса Конус. В этом обнажении мы наблюдали пример того, как дайка при внедрении в

глинистый субстрат распадалась на бесформенные обломки слабобраскристаллизованного стекла, погруженные в неслоистый гомогенный аргиллитовый матрикс. Такие различия описаны в литературе как пепериты [Skilling et al., 2002]. Размер обломков и соотношение магматического и осадочного материала меняется в широких пределах. В отличие от гиалокластитовых жерловых брекчий, образующих компактные однородные тела, данный тип пеперитов не имеет явного контура и постепенно сменяется вмещающими глинистыми сланцами.

Миндалекаменные диабазы встречаются в виде обломков в деллювии в окрестностях т.н. 629 (см. рис. 2) и еще в нескольких пунктах. Круглые миндалины, слагающие около 20—30 % объема породы выполнены хлоритом и кальцитом. В районе т.н. 629 в деллювии встречаются также глыбы диабаза округлой формы, похожие на обломки базальтовых подушек. Перечисленные признаки не являются доказательством того, что породы являются лавами. Миндалекаменные зоны в дайках, а также лопастные псевдоподушечные дайки, интрузивное положение которых не вызывает сомнений, мы наблюдали в береговом обрыве. Однако геохимические отличия этих пород от типичных диабазов (см. ниже) позволяют допустить такую возможность.

Пепериты мы интерпретируем как субвулканические интрузивные тела, которые внедрялись на незначительной глубине в нелифитизированные обводненные породы. Близповерхностными являются также породы, описанные как эруптивные брекчии. Это позволяет предполагать, что эпизод магматизма был незначительно оторван во времени от накопления вмещающих отложений. Породы, напоминающие вулканыты, встречаются только в породах бельковской толщи. Последовательность напластования пород бельковской толщи и стратиграфический диапазон, который она охватывает, остались невыясненными. Поэтому невозможно определить, тяготеют ли выходы сомнительных пород к верхней части ее разреза. Поскольку магматические породы, как показано ниже, внедрялись на рубеже перми и триаса, мы не исключаем того, что верхняя часть осадочного разреза о. Бельковский может включать также пермские—нижнетриасовые отложения. Такое предположение делает весьма вероятным обнаружение на о. Бельковский излившихся базальтов, одновозрастных тем, что обнаружены на о. Котельный в основании триасовых слоев [Косько и др., 1985].

После проведения полевых работ выяснилось, что В.Ф. Непомилуев описал кислые вулканыты южнее исследованной нами площади. Они были встречены в изолированном выходе сланцев, предположительно

отнесенных к бельковской толще, в юго-западной части острова. Как выяснилось, В.Ф. Непомилуев не был полностью убежден, что наблюдавшиеся им магматические тела являются вулканитами, и допускал также возможность их интрузивного залегания.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Бесформенные массивы и крупные дайки сложены пойкилоофитовым диабазом, переходящим в некоторых телах в габбро-диабаз. Породы образованы преимущественно двумя минералами — идиоморфным плагиоклазом и ксеноморфным клинопироксеном, редко присутствует оливин. Буроватый клинопироксен в типичных разностях слагает крупные (0.5—1.5 см) ксеноморфные кристаллы, содержащие вросстки плагиоклаза. Включения плагиоклаза либо полностью пронизывают ойкокрсты пироксена, приобретающие ситовидный облик, либо группируются в их краевых частях. Иногда пойкилоофитовая структура хорошо заметна макроскопически по „горошчатому“ облику породы. В разностях, обладающих габбро-офитовой структурой, присутствует плагиоклаз нескольких генераций: крупные идиоморфные зональные фенокрсты, укороченные лейсты и удлиненные мелкие лейсты. Последние представляют собой наиболее позднюю генерацию и именно они включены в клинопироксен. Пироксен неоднороден по составу, что заметно по его неравномерной лейкоксенизации; иногда лейкоксеновые каймы развиваются по периферии кристаллов и(или) на их контакте с плагиоклазом.

В пойкилоофитовых разностях в промежутки между ойкокрстами клинопироксена отогнана богатая флюидом остаточная жидкость. Такие участки сложены роговой обманкой (присутствует не всегда), хлоритом, биотитом, цеолитами. Роговая обманка имеет зональное строение и в центральной части замещается хлоритом; в отдельных случаях сохраняется незамещенной только узкая краевая зона. Идиоморфные кристаллы роговой обманки встречаются также и внутри ойкокрстов пироксена, что не позволяет считать ее более поздним минералом. Биотит иногда обрастает хлоритом (встречаются и обратные соотношения). Хлорит и биотит обычно содержат плеохроичные дворники вокруг мелких кристаллов циркона(?). В интерстициях преимущественно концентрируются также идиоморфный апатит и рудные компоненты. Последние образуют ксеноморфные выделения (ильменит) или образуют идиоморфные кристаллы (магнетит и сульфиды). Иногда ильменит цементирует лейсты плагиоклаза. В этом случае плагиоклаз полностью или частично замещается хлоритом и почти никогда не контактирует напрямую с рудным минералом. В качестве отдельной титанистой фазы в некоторых шлифах встречен сфен. Оливин встречается в незначительном количестве. Он надежно диагностирован лишь в нескольких случаях; значительно чаще наблюдались предполагаемые псевдоморфозы хлорита по оливину.

В выходах, расположенных южнее мыса Куб, присутствуют тела, состоящие почти полностью из плагиоклаза (олигоклаз-андезин), незначительного количества рудного минерала, кварца и в некоторых образцах — ортоклаз-пертита и сноповидного мусковита. Породы сильно карбонатизированы и, возможно, некоторые черты первичной минералогии утрачены. Эти разности связаны постепенными переходами с габбро-диабазами и входят в состав зональных интрузий, но проследить полностью эту зональность не позволяют условия обнаженности.

Шлиры пегматоида наблюдались во всех крупных телах. Они сложены олигоклазом, переходящим в гранофир, хлоритом и роговой обманкой, которая в центральных частях шлиров образует кристаллы до нескольких сантиметров длиной. Плагиоклаз обычно неправильно сдвойникован и содержит участки пертита. Породы содержат также довольно много сфена и апатита, но не содержат извлекаемого циркона.

Менее мощные дайки обладают офитовой или порфировой структурой. Преобладают офитовые диабазы, структура которых образована идиоморфными лейстами плагиоклаза, равномерно распределенными по породе и иногда собранными в радиально-лучистые розетки. Плагиоклаз в некоторых дайках полностью сосюритизирован, но сохранил первичные контуры. Маломощные дайки обладают порфировой структурой: лейсты и изометричные фенокрсты плагиоклаза на фоне микродолеритовой основной массы. Наблюдались и все промежуточные разновидности. В том случае, если в породе присутствует несколько генераций плагиоклаза, крупные вкрапленники изменены гораздо сильнее чем лейсты и микролиты, что является следствием их более основного состава. Присутствуют также дайки, сложенные на 70—80 % хаотично расположенными лейстами плагиоклаза, с незначительным количеством темноцветных минералов, полностью замещенных хлоритом. Маломощные дайки полностью карбонатизированы.

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИЙ

В.Ф. Непомилуев выделил на о. Бельковский две разновозрастные группы базитовых малых интрузий: среднепалеозойские и триасовые, причем преобладающая часть даек и все штоки отнесены к среднепалеозойским интрузиям. Мы не обнаружили признаков, которые позволили бы выделить два разновозрастных магматических комплекса на о. Бельковский, и считаем, что все интрузии внедрялись на протяжении единого этапа.

Таблица 1.

Результаты определения К-Аг возраста биотита

| № образца | Минерал | Калий, % ± σ | ⁴⁰ Аг _{рад} (нг/г) ± σ | Возраст, млн лет ± 2σ |
|-----------|---------|--------------|--|-----------------------|
| 210/3 | Биотит | 6.31 ± 0.06 | 118.2 ± 0.4 | 252 ± 5 |

Примечание. Анализ выполнен В.А. Лебедевым в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва). Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера ³⁸Аг; концентрация калия определялась методом пламенной спектрофотометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_K = 0.58 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; $\lambda_{\beta} = 4.962 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹; ⁴⁰К = 0.01167 (ат. %).

По геологическим данным нижний предел возраста интрузий определяется тем, что они прорывают отложения башкирского яруса среднего карбона (если корреляция немых отложений бельковской толщи одноименного острова с бельковской свитой о. Котельный является верной). Верхний предел возраста определяется тем, что эти интрузии являются доскладчатыми. Судя по данным геологической съемки на о. Котельный [Косько и др., 1985], главный этап деформаций — ранний мел, что указывает на домеловой возраст интрузий.

Пойкилоофитовые диабазы, которые в некоторых случаях легко диагностируются макроскопически, обратили на себя наше внимание уже во время полевого изучения интрузий. Аналогичные породы наблюдались нами ранее в бассейне Подкаменной Тунгуски, где они слагают трапповые sill. Подобные „горошчатые диабазы“ чрезвычайно типичны для Сибирской трапповой провинции на всем ее протяжении — от среднего течения Ангары до Норильска и Маймечи [Унксов, 1934; Шейнман, 1947]. Уже в поле у нас возникло предположение о том, что магматические породы о. Бельковский также принадлежат этой провинции [Kuzmichev, 2004]. Предварительные данные об изотопном возрасте пород подтвердили это предположение.

К настоящему времени мы располагаем только одним определением возраста биотита, извлеченного из штока оливинового габбро-диабаз северной части изученного района. Возраст биотита, определенный К-Аг методом, составляет 252 ± 5 млн лет (табл. 1), что доказывает разновозрастность рассмотренных пород с сибирскими траппами, подавляющая часть которых внедрилась в интервале 252—250 (248) млн лет [Ven Katesan et al., 1997; Kamo et al., 1996, 2003]. На о. Котельный в основании триасовых слоев известен единичный лавовый поток миндалекаменных базальтов, очевидно комагматичных рассмотренным интрузиям [Косько и др., 1985].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Сведения о петрографических особенностях и возрасте интрузивных пород о. Бельковский убеждают в том, что они принадлежат трапповой формации Сибирской платформы. Нам осталось рассмотреть, как этот вывод согласуется с химическим составом пород.

Значительная часть магматических пород о. Бельковский карбонатизирована. Особенно сильно изменены обломки лавы в пеперитах и разнообразных брекчиях. Эти наиболее любопытные разности магматических пород в анализах не представлены. Проанализированы типичные диабазы с офитовой, пойкилоофитовой или габбро-диабазовой структурой, слагающие дайки и массивы, а также пегматоидные разности, слагающие шпильки; один анализ соответствует обломку андезитобазальта, найденному в деллювии среди пород бельковской толщи (табл. 2).

На классификационных диаграммах (рис. 5) диабазы соответствуют умеренно-калиевым толеитовым базальтам, два образца имеют щелочной состав, причем один образец попадает в поле шшонита (3.5 % К₂O). Типичные диабазы характеризуются умеренными содержаниями TiO₂ (1—2 %) и MgO (4—8.5 %); относительно высокой концентрацией Fe₂O₃* (10—15 %); низкой или умеренной глиноземистостью (13—17.5 %), переменным содержанием К₂O (0.34—3.44 %). Пегматоидные разности имеют андезитобазальтовый состав и отличаются низкими концентрациями MgO, повышенными концентрациями P₂O₅ и Na₂O. Лавоподобная порода отвечает высокоглиноземистому (19.5 % Al₂O₃) спилитизированному (6.63 % Na₂O) андезитобазальту. Коэффициент магнезиальности меняется от 0.20 до 0.47, причем распределение бимодально.

Вариационные диаграммы концентраций породообразующих оксидов (не приводятся) демонстрируют широкий разброс аналитических точек и отсутствие ясных трендов дифференциации, в том числе и для иммобильных TiO₂ и Al₂O₃. Такое незакономерное распределение может объясняться несколькими причинами: различным составом мантийных источников, эволюцией расплавов в разноглубинных магматических очагах, дифференциацией на месте внедрения и неравномерной коровой контаминацией. Обращают на себя внимание аномально высокие концентрации Ga в некоторых образцах, которые, по-видимому, являются результатом ассимиляции глинистого вещества вмещающих пород.

Таблица 2.

Химический состав магматических пород о. Бельковский

| Компонент | Образцы | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 210/3 | 510/1 | 511/4 | 524/2 | 568/1 | 569/2 | 569/4 | 569/5 | 629/1 | 699/1 | 722/1 | 756/1 | 883/1 | 884/1 |
| SiO ₂ , мас.% | 48.18 | 51.20 | 51.32 | 51.16 | 48.56 | 48.87 | 55.57 | 49.25 | 54.01 | 49.72 | 47.61 | 52.05 | 56.54 | 50.48 |
| TiO ₂ | 1.84 | 1.01 | 0.97 | 1.16 | 1.34 | 1.04 | 1.87 | 1.91 | 1.95 | 1.65 | 2.17 | 1.06 | 1.27 | 0.99 |
| Al ₂ O ₃ | 12.99 | 15.52 | 16.71 | 16.47 | 16.38 | 14.99 | 15.20 | 17.51 | 19.50 | 15.33 | 15.48 | 16.18 | 14.09 | 15.37 |
| Fe ₂ O ₃ | 15.27 | 11.75 | 10.66 | 10.74 | 12.46 | 11.36 | 10.49 | 13.15 | 12.95 | 14.14 | 15.07 | 10.62 | 14.58 | 10.97 |
| MnO | 0.20 | 0.21 | 0.22 | 0.18 | 0.21 | 0.18 | 0.15 | 0.18 | 0.22 | 0.19 | 0.20 | 0.19 | 0.22 | 0.20 |
| MgO | 8.29 | 7.73 | 8.42 | 7.11 | 7.10 | 8.40 | 2.43 | 4.03 | 3.23 | 7.13 | 5.32 | 6.82 | 3.79 | 7.60 |
| CaO | 10.52 | 9.41 | 6.70 | 10.62 | 9.83 | 12.92 | 8.46 | 9.97 | 0.98 | 9.51 | 10.32 | 8.84 | 4.18 | 10.52 |
| Na ₂ O | 1.82 | 2.25 | 1.36 | 1.73 | 3.07 | 1.77 | 5.43 | 2.92 | 6.63 | 1.66 | 2.77 | 2.26 | 4.38 | 2.32 |
| K ₂ O | 0.68 | 0.75 | 3.44 | 0.63 | 0.88 | 0.34 | 0.09 | 0.89 | 0.29 | 0.44 | 0.85 | 1.77 | 0.75 | 1.38 |
| P ₂ O ₅ | 0.21 | 0.16 | 0.21 | 0.20 | 0.16 | 0.15 | 0.31 | 0.20 | 0.25 | 0.22 | 0.21 | 0.21 | 0.20 | 0.18 |
| П.п.п. | 1.27 | 2.78 | 3.48 | 2.64 | 2.10 | 0.72 | 1.10 | 1.18 | 3.90 | 3.45 | 1.93 | 2.27 | 3.15 | 2.55 |
| MgO/(MgO+FeO) | 0.35 | 0.42 | 0.47 | 0.42 | 0.39 | 0.45 | 0.20 | 0.25 | 0.22 | 0.36 | 0.28 | 0.42 | 0.22 | 0.43 |
| Sc, г/г | — | 33 | — | 37 | — | 48 | — | 30 | 42 | — | 38 | 33 | 27 | 33 |
| Ga | — | 31 | — | 33 | — | 18 | — | 28 | 95 | — | 35 | 133 | 31 | 48 |
| Rb | — | 28 | — | 16 | — | 9.5 | — | 52 | 7.1 | — | 28 | 51 | 30 | 62 |
| Sr | — | 288 | — | 263 | — | 177 | — | 276 | 270 | — | 288 | 476 | 273 | 539 |
| Y | — | 24 | — | 28 | — | 18 | — | 30 | 26 | — | 24 | 22 | 34 | 23 |
| Zr | — | 92 | — | 93 | — | 41 | — | 61 | 110 | — | 65 | 105 | 137 | 91 |
| Nb | — | 5.5 | — | 7.8 | — | 2.6 | — | 6.0 | 12 | — | 5.0 | 8.0 | 6.4 | 6.1 |
| Cs | — | 1.1 | — | 1.5 | — | 0.92 | — | 4.0 | 1.6 | — | 1.2 | 2.1 | 1.8 | 2.3 |
| Ba | — | 363 | — | 385 | — | 78 | — | 155 | 1670 | — | 373 | 3160 | 267 | 805 |
| La | — | 13.2 | — | 14.3 | — | 4.08 | — | 8.45 | 10.9 | — | 7.60 | 14.6 | 29.6 | 13.7 |
| Ce | — | 28.0 | — | 28.3 | — | 9.71 | — | 19.0 | 25.9 | — | 17.9 | 29.0 | 58.1 | 27.5 |
| Pr | — | 3.7 | — | 3.8 | — | 1.5 | — | 2.7 | 3.6 | — | 2.5 | 3.9 | 7.1 | 3.5 |
| Nd | — | 15.0 | — | 14.8 | — | 6.55 | — | 11.7 | 15.1 | — | 10.8 | 14.3 | 26.7 | 13.4 |
| Sm | — | 3.63 | — | 3.55 | — | 2.01 | — | 3.17 | 3.84 | — | 3.11 | 3.43 | 5.43 | 3.24 |
| Eu | — | 0.92 | — | 1.1 | — | 0.85 | — | 1.3 | 1.1 | — | 1.3 | 1.4 | 1.2 | 1.0 |
| Gd | — | 3.63 | — | 3.38 | — | 2.55 | — | 3.63 | 4.02 | — | 3.29 | 3.24 | 5.13 | 3.47 |
| Tb | — | 0.56 | — | 0.56 | — | 0.43 | — | 0.60 | 0.67 | — | 0.51 | 0.52 | 0.78 | 0.52 |
| Dy | — | 3.46 | — | 3.38 | — | 2.61 | — | 3.59 | 3.76 | — | 3.25 | 3.00 | 4.58 | 3.23 |
| Ho | — | 0.78 | — | 0.74 | — | 0.60 | — | 0.81 | 0.82 | — | 0.70 | 0.65 | 0.98 | 0.68 |
| Er | — | 1.9 | — | 1.8 | — | 1.5 | — | 2.0 | 2.2 | — | 1.7 | 1.7 | 2.5 | 1.7 |
| Tm | — | 0.29 | — | 0.28 | — | 0.22 | — | 0.31 | 0.34 | — | 0.25 | 0.26 | 0.38 | 0.25 |
| Yb | — | 1.8 | — | 1.7 | — | 1.4 | — | 1.8 | 2.3 | — | 1.6 | 1.7 | 2.5 | 1.6 |
| Lu | — | 0.26 | — | 0.24 | — | 0.20 | — | 0.29 | 0.34 | — | 0.25 | 0.26 | 0.36 | 0.25 |
| Hf | — | 1.83 | — | 1.76 | — | 0.96 | — | 1.06 | 2.00 | — | 1.34 | 1.98 | 2.71 | 1.84 |
| Ta | — | 0.35 | — | 0.43 | — | 0.18 | — | 0.29 | 1.05 | — | 0.36 | 0.45 | 0.47 | 0.38 |
| Pb | — | 6.61 | — | 4.83 | — | 1.38 | — | 1.87 | 1.63 | — | 9.94 | 3.72 | 4.71 | 9.17 |
| Th | — | 1.66 | — | 1.72 | — | 0.41 | — | 0.84 | 3.30 | — | 0.66 | 2.13 | 3.82 | 1.83 |
| U | — | 0.59 | — | 0.45 | — | 0.14 | — | 0.25 | 1.22 | — | 0.29 | 0.61 | 0.79 | 0.48 |
| Th/Nb | — | 0.30 | — | 0.22 | — | 0.16 | — | 0.14 | 0.27 | — | 0.13 | 0.27 | 0.60 | 0.30 |

Примечание. Анализы приведены в пересчете на „сухой состав“. Приведены также потери при прокаливании, что дает возможность провести обратный пересчет (во всех первичных анализах сумма близка к 100 %). Силикатный анализ выполнен РФА методом в ОИГГМ СО РАН (г. Новосибирск), анализ малых элементов методом ICP-MS в ЦКП ИНЦ СО РАН в соответствии с методикой [Carbe-Schonberg, 1993]. Образцы 569/4, 883/1 — пегматоид; 629/1 — миндалекаменный андезитобазальт со сноповидно-микролитовой структурой; остальные — типичные для комплекса диабазы и габбро-диабазы с офитовой, пойкилоофитовой или габбро-офитовой структурой.

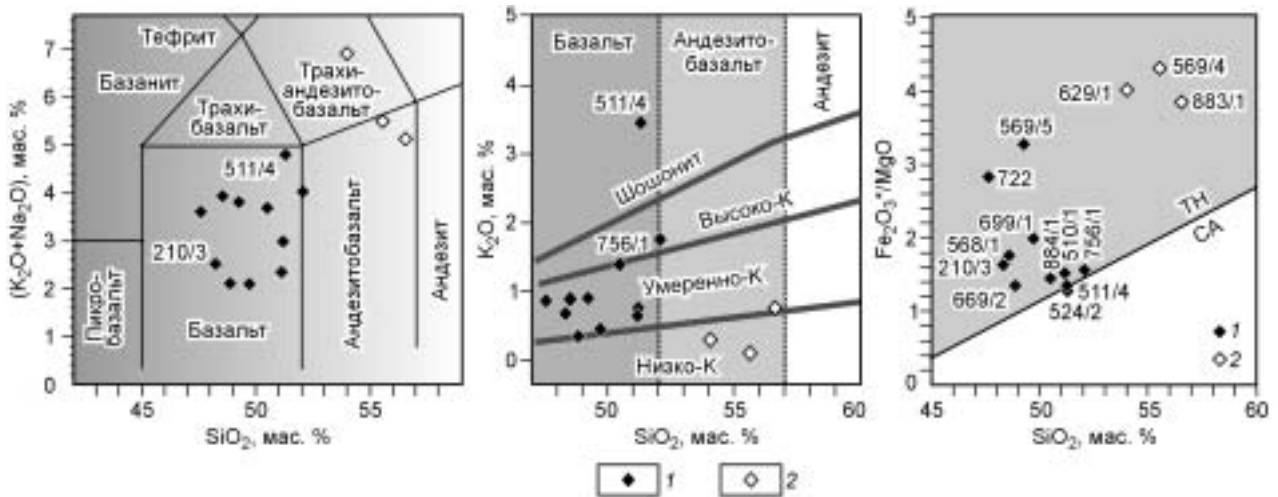


Рис. 5. Классификационные диаграммы для магматических пород о. Бельковский.

Граничные линии, по [Rollinson, 1993]. TH — толеитовая серия; CA — известково-щелочная серия. 1 — типичные диабазы и габбро-диабазы; 2 — нетипичные разновидности: пегматоидные шпиры (569/4 и 883/1) и миндалекаменный лавоподобный диабаз (629/1).

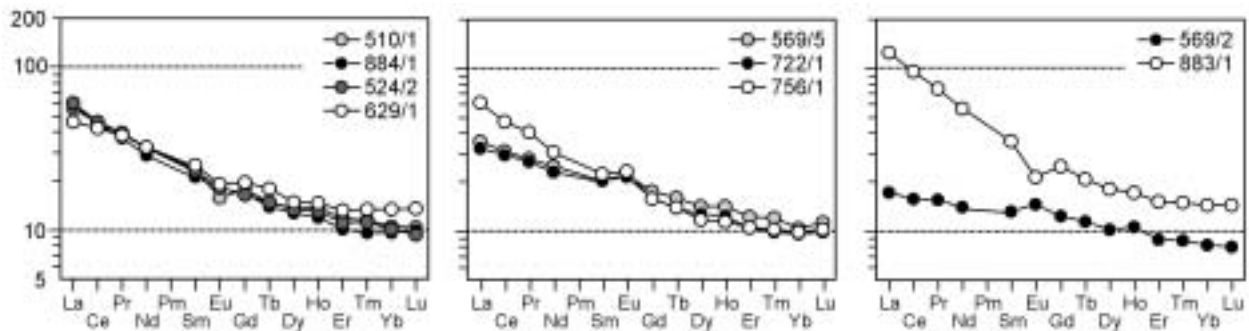


Рис. 6. Графики концентраций редкоземельных элементов, нормированных по хондриту.

Состав хондрита, по [Sun, McDonough, 1989]. Номера образцов см. в табл. 2.

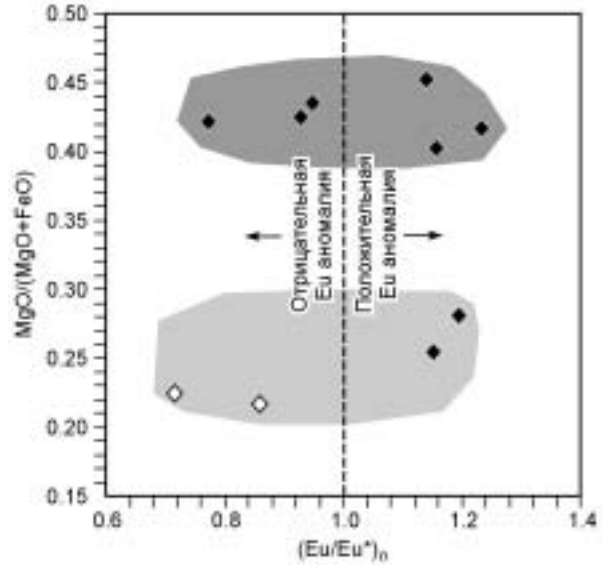
Графики концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) демонстрируют обогащение легкими РЗЭ: $(La/Yb)_n$ в типичных диабазах составляет 3.3—6.2 (рис. 6). Сходным распределением РЗЭ обладает и лавоподобная порода (обр. 629/1). Два образца демонстрируют нетипичное распределение. Пегматоид (обр. 883/1) содержит более высокие концентрации всех редкоземельных элементов и они дифференцированы сильнее $(La/Yb)_n = 8.7$. Диабаз 569/2, напротив, характеризуется более низкими концентрациями РЗЭ и их слабой дифференцированностью $(La/Yb)_n = 2.1$. Эти два крайних состава — результат кристаллизационной дифференциации: первый образец представляет собой максимально эволюционировавший остаточный расплав, обогащенный „несовместимыми“ элементами, включая РЗЭ в целом и легкие РЗЭ в особенности; второй образец обеднен РЗЭ вследствие высокой концентрации в нем кумулятивных минералов. Это предположение подтверждается аномалиями Eu: в первом случае — отрицательной, во втором — положительной.

Европиевыми аномалиями как положительными, так и отрицательными обладают и другие образцы: $(Eu/Eu^*)_n$ меняется от 0.77 до 1.24. Эти аномалии вызваны сепарацией кристаллов плагиоклаза, причем в выборке оказались комплементарные анализы, что, вероятно, объясняется кристаллизационной дифференциацией на месте внедрения. Никакой зависимости между знаком европиевой аномалии и коэффициентом магнезиальности не наблюдается. Это свидетельствует о двухэтапной дифференциации: 1) удаление из расплава оливина без участия других минеральных фаз и 2) сепарация плагиоклаза (рис. 7).

На спайдер-диаграммах, где породы, учитывая их обогащенность легкими РЗЭ, нормализованы по среднему составу обогащенных океанических базальтов (EMORB), графики демонстрируют явное сходство с островодужными вулканическими сериями. По сравнению с EMORB породы обогащены крупноионными литофильными элементами и имеют интенсивную отрицательную аномалию Nb и Ta

Рис. 7. Европейские аномалии в магматических породах о. Бельковский.

Диаграмма демонстрирует два этапа кристаллизационной дифференциации. Сепарация оливина на первом этапе выразилась в появлении двух групп пород, различающихся коэффициентом магнетизации. Второй этап — сепарация плагиоклаза в каждой из этих групп.



(рис. 8). Такие „островодужные“ геохимические черты не являются необычными для траппов. Они присущи некоторым разновидностям базальтов почти всех крупных трапповых провинций мира [Wooden et al., 1993; White, McKenzie, 1995; Pic et al., 1999; Hergt et al., 1991; Альмухамедов и др., 1999; и др.].

В большинстве публикаций, посвященных проблеме происхождения трапповых базальтов, признается, что первичные расплавы представляли собой результат декомпрессионного плавления астеносферного или нижнемантийного плюма [Добрецов, 1997; Добрецов и др., 2001; Nikishin et al., 2002; Sharma et al., 1992; и др.]. Составы изверженных базальтов отражают процесс дифференциации магмы в промежуточных очагах и результат взаимодействия с континентальной литосферой. Именно это взаимодействие считается ответственным за островодужные геохимические характеристики некоторых разновидностей континентальных внутриплитных базальтов, так как континентальная литосфера образовалась за счет аккреции островных дуг и наследует их некоторые геохимические особенности [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Различают следующие варианты участия континентальной литосферы в образовании трапповых пород: 1) частичное плавление субконтинентальной литосферной мантии, которая содержит метасоматизированные домены и фрагменты субдущированных океанических плит; 2) ассимиляция нижнекорового материала (преимущественно основных гранулитов); 3) ассимиляция верхнекорового вещества (гранитов и осадочных пород). Участие этих источников оценивается посредством изучения изотопного состава Nd и Sr. Поскольку мы не располагаем такими данными, мы можем попробовать оценить степень влияния литосферных источников по степени деплетированности пород Nb в сравнении с соседними в ряду „несовместимости“ малоподвижными элементами, которыми являются Th и La (вместо последнего часто используют Ce). На диаграмме

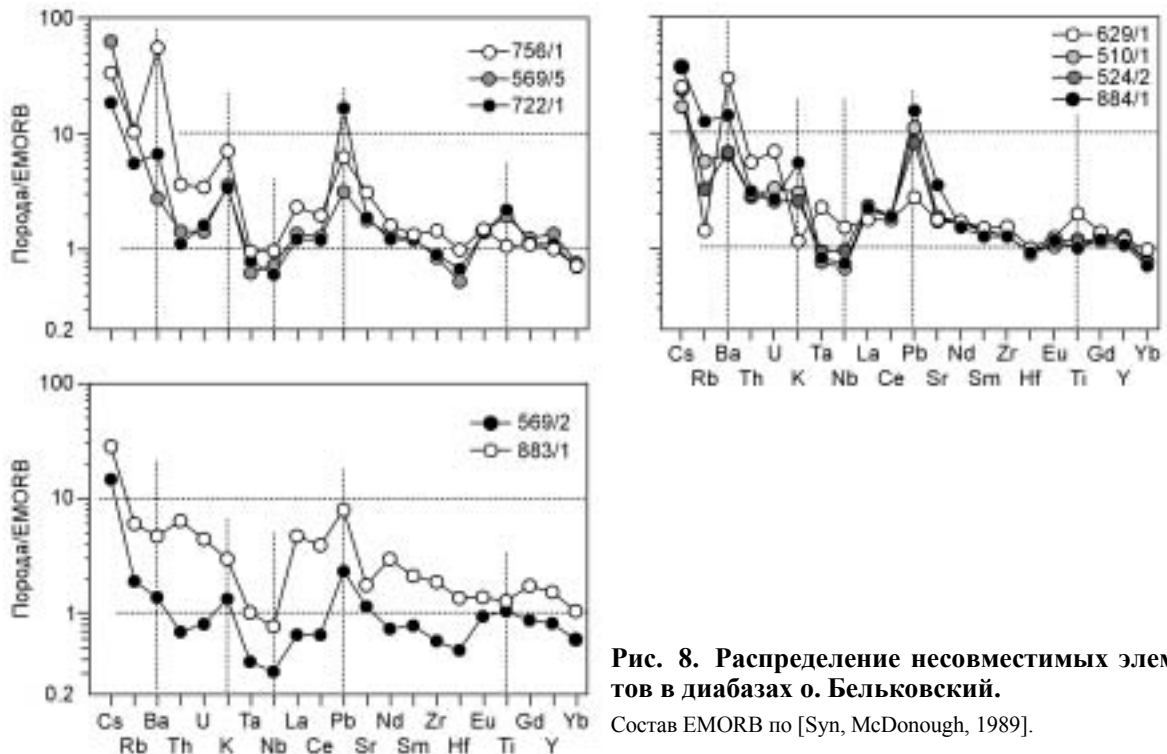


Рис. 8. Распределение несовместимых элементов в диабазовых породах о. Бельковский.

Состав EMORB по [Syn, McDonough, 1989].

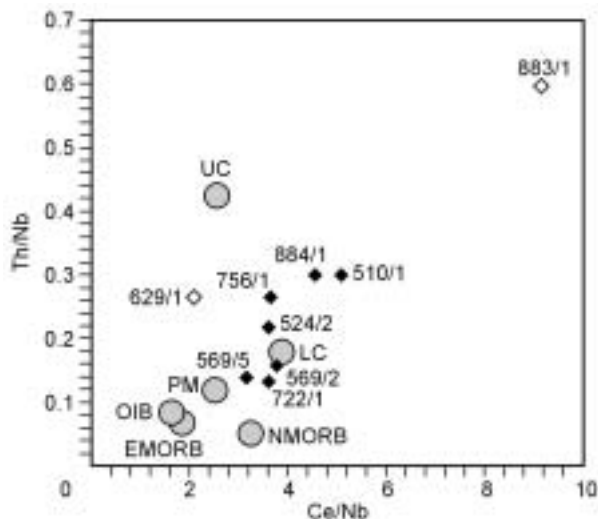


Рис. 9. Диаграмма Th/Nb—Ce/Nb.

Для сравнения показаны составы обогащенных и нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (EMORB и NMORB), плюмовых базальтов океанических островов (OIB), примитивной мантии (PM), нижней (LC) и верхней (UC) континентальной коры. Составы EMORB, NMORB, OIB и PM, по [Sun, McDonough, 1989]; LC и UC, по [Taylor, McLennan, 1985]. Усл. обозн. см. на рис. 5.

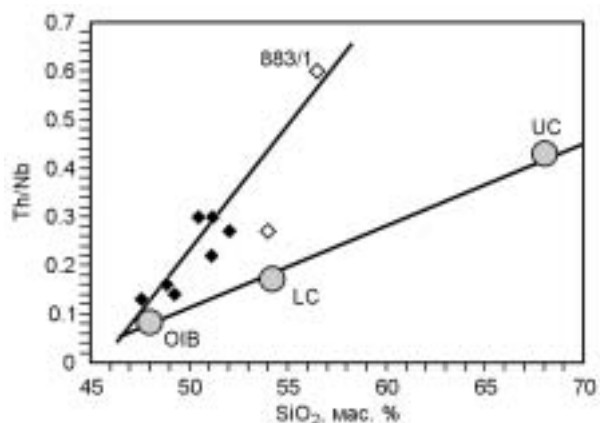


Рис. 10. Зависимость величины Nb аномалии от кремнекислотности.

Расшифровку аббревиатур см. на рис. 9, номера образцов в табл. 2. Усл. обозн. см. на рис. 5.

Th/Nb—Ce/Nb (рис. 9) видно, что степень деплетированности ниобием диабазов о. Бельковский близка таковой для нижней коры и во многих случаях существенно превосходит не только ее, но в одном случае даже и верхнюю кору. Очевидно, что такой степени деплетированности нельзя достичь путем добавления валового вещества континентальной коры к родоначальной плюмовой магме. Такой состав может быть получен только в том случае, если контаминация осуществлялась за счет материала, полученного в результате частичного плавления пород нижней или верхней коры. При этом тугоплавкие Ti-аксессуары, концентрирующие Nb, могли сохраниться в рестите, а полученный расплав мог оказаться чрезвычайно сильно деплетированным Nb. Анализ Th/Nb позволяет предполагать, что процесс кристаллизационной дифференциации также участвовал в деплетировании пород ниобием. Вариации Th/Nb относительно SiO₂, принятого в качестве индекса кристаллизационной дифференциации, грубо аппроксимируются прямой (рис. 10). Это показывает, что Th/Nb росло во время кристаллизационной дифференциации и, следовательно, имела какая-то кумулятивная минеральная фаза, по отношению к которой Nb вел себя как „совместимый“ элемент. Особенно наглядно этот вывод подтверждается составом обр. 883/1, который обладает максимальными Th/Nb и Ce/Nb (см. рис. 9, 10). Этот образец представляет собой пегматоидный шликр — богатый флюидной фазой остаточный расплав. Очевидно, что вещество этого шликра не могло подвергнуться большей контаминации коровым веществом, чем вмещающие габбро-диабазы и что высокие Th/Nb и Ce/Nb вызваны исключительно кристаллизационной дифференциацией. Объем шликров ничтожен, поэтому вмещающие породы не обогащены Nb.

Таким образом, „островодужные“ геохимические черты диабазов о. Бельковский не противоречат выводу о том, что они представляют собой внутриплитные трапповые интрузии. Судя по анализам, приведенным в работе [Альмухамедов и др., 1999], подобные геохимические черты свойственны также преобладающим разновидностям траппов Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы о. Бельковский представлены субвулканическими интрузиями основного состава. Комплекс включает дайки, массивы сложной формы, вулканические жерловые и диатремовые брекчии и пепериты. По петрографическим и геохимическим признакам они представляют собой единый магматический комплекс. Возраст комплекса составляет 252 ± 5 млн лет, что соответствует границе пермского и триасового периодов и совпадает с главной фазой сибирского траппового магматизма. Так же как и преобладающие породы сибирских траппов, комплекс характеризуется обогащенностью крупноионными литофильными элементами и отрицательной ниобиевой аномалией. Эти геохимические черты объясняются контаминацией мантийных магм веществом континентальной коры и длительной эволюцией расплавов.

Близповерхностные внедрения эруптивных брекчий и пеперитов незначительно оторваны во времени от накопления немых вмещающих пород бельковской толщи. Это позволяет предположить, что на о. Бельковский выходят более высокие горизонты осадочного палеозойского разреза, чем это предполагалось ранее, а именно — пермские, а возможно, и нижнетриасовые слои. Такое предположение оставляет возможность обнаружения вулканических пород на о. Бельковский, одновозрастных трапповым интрузиям. К возможным вулканикам могут быть отнесены обломки спилитизированных миндалекаменных базальтов (т.н. 629), некоторые разности эруптивных брекчий и собственно лавоподобные породы, описанные В.Ф. Непомилуевым севернее мыса Скалистый — за пределами исследованной территории.

Полученные данные свидетельствуют о том, что на о. Бельковский и прилегающую часть Новосибирского архипелага распространяется зона влияния Сибирского суперплюма. По условиям залегания траппы Новосибирских о-вов существенно отличаются от траппов Сибирской платформы, где интрузивная фация представлена преимущественно пластинчатыми силлами, а эффузивная фация — горизонтально лежащими наземными туфами и лавовыми потоками. На о. Бельковский силлы, столь типичные для Сибирской платформы, не встречены. Они, по-видимому, отсутствуют также и на о. Котельный, где обнажены относительно слабо деформированные породы более низких горизонтов палеозойского платформенного чехла. Субвулканические интрузии внедрялись в изотропную среду, что выразилось в их причудливой форме. Внедрения в обводненный полужидкий субстрат в близповерхностных условиях приводили к пульверизации магмы и образованию пеперитов. Интрузивный магматизм, возможно, сопровождался также извержениями лавы в подводной обстановке. Проявления траппового магматизма в нетипичных фациях вызваны краевым положением исследованного района в Сибирской трапповой провинции. Присутствие щелочных разностей, по данным [Васильев и др., 2000], указывает на то, что магматизм протекал в обстановке рифтогенеза. Принадлежность Новосибирского континентального блока к Сибирской трапповой провинции делает маловероятным предположение о том, что в перми—триасе он входил в состав Североамериканского континента.

Авторы признательны В.А. Лебедеву за датирование биотита К-Аг методом.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64028) и INTAS (№ 01-00762 „NEMLOR“).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Сравнительный анализ геодинамики пермотриасового магматизма Восточной и Западной Сибири // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1575—1587.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (12), с. 1696—1705.

Добрецов Н.Л. Пермьотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2001, 406 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 2. М., Недра, 1990, 334 с.

Косько М.К., Бондаренко Н.С., Непомилуев В.Ф. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Новосибирские острова. Листы Т-54-XXXI, XXXXII, XXXXIII; S-53-IV, V, VI, XI, XII; S-54-VII, VIII, IX, XIII, XIV, XV: Объясн. зап. / Ред. В.И. Устрицкий. М., Мин-во геологии, 1985, 162 с.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль трансгенеза // Геотектоника, 2002, № 6, с. 3—24.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклиналильные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М., Наука, 1984, 135 с.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. Рассмотрение геохимической летописи, запечатленной в осадочных породах. М., Мир, 1988, 384 с.

Унксов В.А. Траппы района рек Уда—Чуна—Тасеевой (Восточная Сибирь) // Тр. СОПС, сер. Сибирская, вып. 18. Л., Изд-во АН СССР, 1934, 60 с.

Шейнман Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 1, с. 123—134.

Garbe-Schonberg C.-D. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS // Geostand. Newsl., 1993, v. 17, p. 81—97.

Hergt M.J., Peate D.W., Hawkesworth C.J. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts // Earth Planet. Sci. Lett., 1991, v. 105, p. 134—148.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Krough T.E. A minimum U—Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, v. 60, p. 3505—3511.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 214, p. 75—91.

Kuzmichev A. Subvolcanic dikes and peperites in western Bel'kov island — a backcountry of the Siberian Trap province on the New Siberian Islands // *Norsk Geologisk Forening*, 2004, № 2, p. 83—85.

Natal'in B.A., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of Northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic Region // *Tectonics*, 1999, v. 18, № 6, p. 977—1003.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbott D., Brunet M.F., Cloetingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 3—39.

Nokleberg W.R., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. USGS Professional paper, 1626, 2000, 112 p.

Pic R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume—lithosphere interactions // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1999, v. 63, № 15, p. 2263—2279.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, 1993, 352 p.

Sengor A.V., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia* / Ed. A. Yin and M. Harrison. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1996, p. 486—640.

Sharma M., Basu F.R., Nesterenko G.V. Temporal Sr-, Nd-, and Pb-isotopic variations in the Siberian flood basalts: implications for the plume-source characteristics // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, v. 113, p. 365—381.

Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. Peperite: a review of magma-sediment mingling // *J. Volcanol. Geothermal Res.*, 2002, v. 114, p. 1—17.

Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Morozov O.L., Shekhovtsov V.A., Glotov S.P., Ganelin A.V., Kravchenko-Berezhnoy I.R. The South Anyui suture: facts and problems to solve // *Tectonic evolution of the Bering shelf — Chukchi sea — Arctic margin and adjacent landmasses* / (Eds.) E.L. Miller, S. Klemperer, A. Grantz. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 360, 2002, p. 209—224.

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

Taylor S.R., McLennan S.M. The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.*, 1985, v. 33, № 2, p. 241—265.

Venkatesan T.R., Kumar A., Gopalan K., Al'mukhamedov A.I. ^{40}Ar - ^{39}Ar age of Siberian basaltic volcanism // *Chem. Geol.*, 1997, v. 138, p. 303—310.

White R.S., McKenzie D.M. Mantle plums and flood basalts // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B9, p. 17543—17585.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A., Arndt N.T., Chauvel C., Bouse R.M., King B.W., Knight R.J., Siems D.F. Isotopic and trace element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57, p. 3677—3704.

*Рекомендована к печати 3 ноября 2005 г.
В.А. Верниковским*

*Поступила в редакцию
7 июля 2005 г.*