

ПОЗДНЕМИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ БАЗАЛЬТОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ КАК ИНДИКАТОР ГЕТЕРОГЕННОСТИ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ В ЗОНЕ ПЕРЕХОДА КОНТИНЕНТ–ОКЕАН

© 2002 г. Ю. А. Мартынов*, А. А. Чащин*, С. В. Рассказов**, Е. В. Саранина**

* *Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН*

690022 Владивосток, просп. 100-летия, 159, Россия; e-mail: martynov@fegi.ru

** *Институт земной коры Сибирского отделения РАН*

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия; e-mail: rassk@gpg.crust.irk.ru

Поступила в редакцию 30.08.2001 г.

На основании геохимического изучения позднекайнозойских внутриплитных базальтов юга Дальнего Востока России показаны основные особенности строения литосферы зоны перехода континент–океан и характер ее эволюции в кайнозое. Геохимические данные свидетельствуют о необходимости выделения в пределах рассматриваемой территории трех литосферных блоков. Расположенный на западе Ханкайский блок, с возрастом гранитометаморфического слоя около 500 млн. лет, на время формирования платобазальтов характеризовался холодной, мощной и обогащенной литосферой, не затронутой молодыми субдукционными процессами. Наиболее молодой Сихотэ-Алинский литосферный блок, который образовался за короткий промежуток времени в 60 млн. лет (средняя юра–альб), по составу был близок к примитивной мантии, значительно переработанной позднемеловыми субдукционными процессами. В позднем кайнозое для этого блока был характерен повышенный тепловой поток, связанный с предшествующими тектономагматическими событиями, и прежде всего с раскрытием Япономорской котловины. Повышенный тепловой поток в этой части юга Дальнего Востока регистрируется и в настоящее время относительно высокими температурами термальных вод (до 54°C). Южно-Приморский блок, который рассматривается как часть пермской островодужной системы япономорского типа, также испытал существенную переработку субдукционными процессами, но более древними, чем позднемеловые. Относительно неглубокие уровни литосферной мантии этого блока были деплетированы молодыми магматическими процессами. Преимущественно литосферный источник позднекайнозойских платобазальтов, отсутствие какой-либо закономерности в пространственном распределении возрастных характеристик противоречат как плюмовой модели генерации базальтовых магм, так и представлениям о важной роли в петрогенезисе термального эффекта погружения океанического хребта под континентальную окраину в позднем мелу. Позднекайнозойская вспышка внутриплитного базальтового магматизма в пределах восточной окраины Евразии, скорее всего, является продолжением тектонической перестройки, связанной с коллизией в палеогене Индийской и Евразийской континентальных плит.

Согласно современным геодинамическим представлениям, мезокайнозойская история восточной окраины Евразии связана с последовательным причленением к Северо-Азиатскому кратону тектоностратиграфических террейнов в результате резкого усиления, начиная с юры, субдукции океанических плит. Окраина кратона и террейны впоследствии были сшиты поясами гранитоидных батолитов и испытали тектономагматические преобразования, связанные как с разновозрастными субдукционными событиями, так и с раскрытием в кайнозое окраинно-морских бассейнов (Ханчук, 2000). Такие сложные, многостадийные процессы, обеспечивающие гетеро-

генность континентальной литосферы в глобальном масштабе, слабо изучены. Можно предполагать, что в зависимости от интенсивности молодых геологических событий литосферная мантия аккрецированных блоков могла либо сохранять главные особенности своего состава и служить источником информации о предшествующей истории развития, либо, в результате интенсивной переработки, отражать в основном характер постаккреционных преобразований. В восточной части Евразии, по-видимому, проявлены как первый, так и второй типы сценариев. В Юго-Восточном Китае изотопные характеристики внутриплитных базальтов позволяют диа-

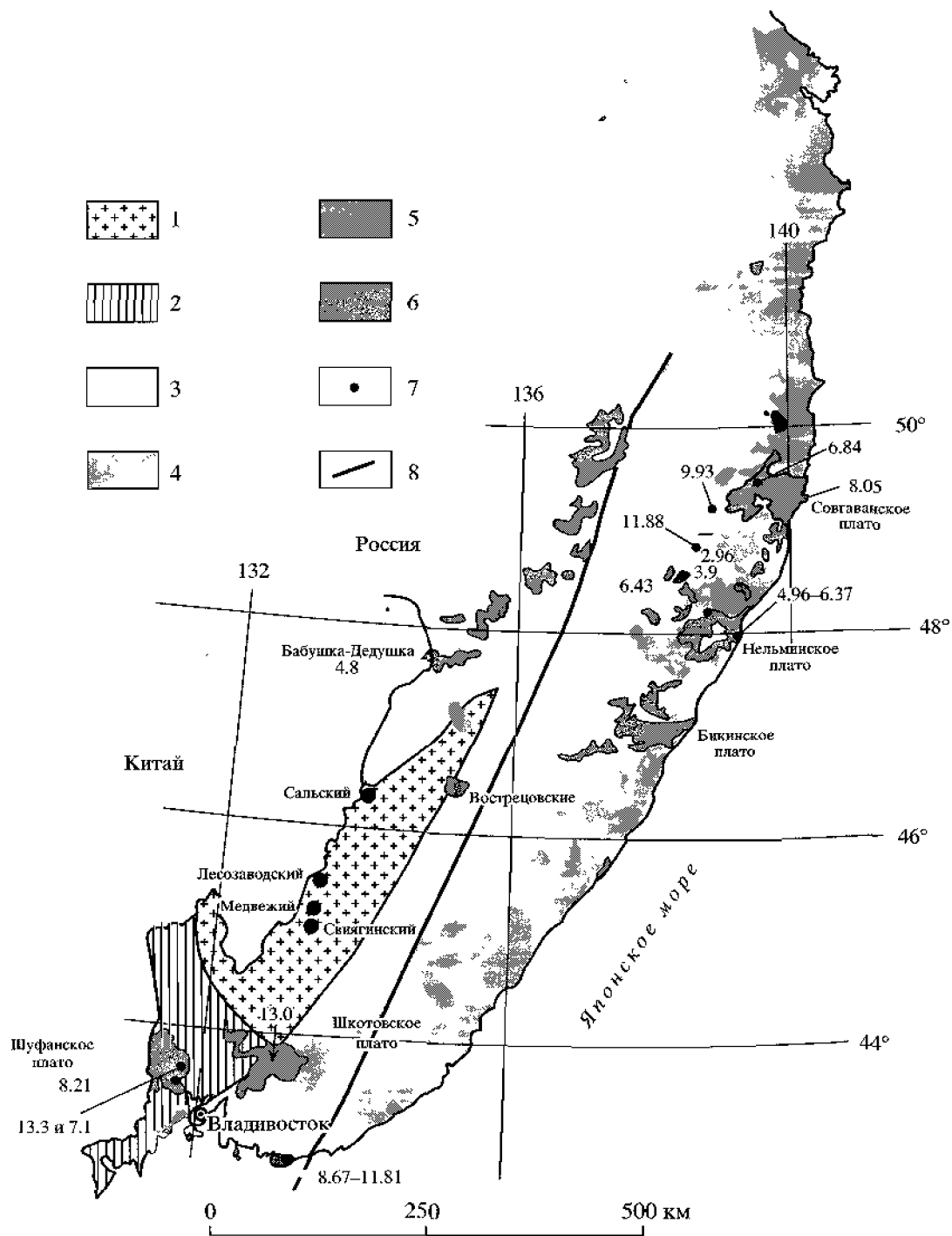


Рис. 1. Схематическая структурно-тектоническая карта юга Дальнего Востока России по (Ханчук и др., 1995) упрощена, с дополнениями.

1–3 – блоки континентальной литосферы, выделенные по геологическим данным: Ханкайский (1), Южно-Приморский (2), Сихотэ-Алинский (3); 4 – поздне меловые субдукционные вулканиты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 5, 6 – постсубдукционные вулканогенные образования: палеоген-раннемиоценовые высокоглиноземистые базальты (5) и позднекайнозойские платобазальты (6); 7 – вулканические аппараты и трубки; 8 – Центрально-Сихотэ-Алинский разлом.

Цифрами на диаграмме показаны значения абсолютного возраста в млн. лет.

гнозировать два литосферных блока (Zou et al., 2000), южный из которых рассматривается как часть Гондваны. В Восточном и Центральном Китае регистрируется значительное утонение континентальной литосферы в кайнозой, связанное с коллизией Индийской и Евразийской литосферных плит (Menzies et al., 1993).

Уникальным объектом для подобного рода исследований является юг Дальнего Востока России. Здесь, в пределах сравнительно небольшой территории, выделяются три разновозрастных литосферных блока (Ханчук и др., 1995), испытавшие в постаккреционный период интенсивные тектономагматические преобразования. Геохимическими индикаторами этих процессов могут служить позднекайнозойские платобазальты, широко распространенные в пределах рассматриваемой территории (рис. 1). К сожалению, за исключением Совгаванского и Нельминского плато Восточной зоны (Мартынов, Левашев, 1988; Есин и др., 1992а, 1992б; Мартынов, 1995, 1999б), эти породы слабо изучены. Опубликованные данные ограничиваются, как правило, петрографическими и петрохимическими описаниями.

Проблема магматических источников вулканических пород чаще всего решается на основании изучения изотопных характеристик. В нашем случае такой подход нельзя считать в полной мере удовлетворительным, поскольку долгоживущие радиогенные изотопы не регистрируют или слабо регистрируют относительно молодые магматические события. Более предпочтителен комплексный анализ изотопных и геохимических данных. В данной статье рассматриваются главным образом геохимические характеристики позднекайнозойских вулканитов. Изотопные данные планируется рассмотреть в последующих публикациях.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание петрогенных элементов определялось традиционным химическим методом в лабораториях Дальневосточного геологического института ДВО РАН (аналитик Л.В. Шкодюк). Аналитические исследования концентраций микроэлементов методом ICP-MS и K-Ar возрастов вулканических пород проводились в Лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (г. Иркутск). Химическая подготовка проб элементного и изотопного анализов осуществлялась на основе бидистиллята глубоководной воды оз. Байкал. В процессе пробоподготовки использовались двукратно очищенные на изотермических перегонках особо чистые кислоты. Плавиновая кислота очищалась в тefлоновых аппаратах, а вода, азотная и соляная кислоты – в кварцевых. Измерения методом ICP-MS проводились в Иркутском Центре коллективного пользо-

вания на масс-спектрометре VG Plasmaquad PQ2+ Калибровка прибора осуществлялась по международным стандартам BHVO-1, AGV-1 и BIR-1 и внутрилабораторному стандарту базанита U-94-5. При повторных измерениях стандартное отклонение (1σ) для большинства элементов не превышало 5%. Стандартное отклонение при определении Sc и Pr (Ce и Ta в AGV-1) не превышало 10%. Воспроизводимость результатов измерений Pb и U в BHVO-1 составляла 10–5%. Измерения K-Ar возрастов вулканических пород проводились на масс-спектрометре МИ-1201, усовершенствованном для одновременного измерения масс ^{36}Ar и ^{40}Ar методом изотопного разбавления. Разбавление осуществлялось воздушным аргоном. Концентрации калия определялись по трем навескам фотометрией пламени с погрешностью измерений, обычно не превышавшей 1,5%. Общая погрешность K-Ar возраста складывалась из инструментальных погрешностей измерений калия и радиогенного аргона.

ГЕОЛОГИЯ

В пределах южной части Дальнего Востока России по геологическим данным выделяются три литосферных блока (рис. 1): Ханкайский Южно-Приморский и Сихотэ-Алинский (Ханчук и др., 1995). Ханкайский блок континентальной литосферы представляет собой фрагмент позднего докембрийского-раннепалеозойского орогенного пояса с возрастом формирования гранитомаморфического слоя около 500 млн. лет. Южно-Приморский блок рассматривается как часть пермской островодужной системы япономорского типа, которая возникла в результате субдукции под Ханкайский континент литосферы океанического бассейна, существовавшего в позднем палеозое между Северо-Китайским и Ханкайским континентами. Коллизия этих континентов на рубеже пермь–триас сформировала литосферу Южного Приморья. Наиболее молодой Сихотэ-Алинский литосферный блок образовался за короткий промежуток времени в 60 млн. лет (средняя юра–альб) в результате причленения к окраине континента на рубеже раннего и позднего мела террейнов субдукционно-аккреционных призм, турбидитового бассейна и островной дуги. В позднем мелу в восточной части блока сформировался Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс который реконструируется как надсубдукционный. Пояс сложен кислыми вулканитами с небольшим объемом андезитов и базальтов на сеноманском и маастрихтском уровнях. На границе мела и палеогена субдукция прекратилась и рассматриваемая территория стала частью трансформной континентальной окраины калифорнийского типа (Мартынов, 1999а; Ханчук, 2000). Постсубдукционные палеоген-миоценовые эф-

Таблица 1. К-Аг возраст платобазальтов юга Дальнего Востока России

Номер образца	Привязка	Тип пород	Возраст, млн. лет
Западная зона			
Ча-1372	вул. Бабушка-Дедушка	щелочной базальт	4.78 ± 0.15
Ча-1347	Сальская сопка	щелочной базальт	8.4 ± 0.24
Ча-1381/1	Лесозаводская трубка	щелочной базальт	13.9 ± 0.41
Ча-1384/1	вул. Медвежий	щелочной базальт	11.9 ± 0.36
Восточная зона			
2730	Западная подзона, верховье р. Самарга	щелочной базальт	2.96 ± 0.10
2204	Западная подзона, устье р. Пухи	щелочной базальт	3.9 ± 0.12
1328*	Западная подзона, верховье р. Коппи	субщелочной базальт	11.89 ± 0.37
1381*	Западная подзона, среднее течение р. Коппи	щелочной базальт	9.93 ± 0.31
1120*	Западная подзона, среднее течение р. Самарга	субщелочной базальт	6.43 ± 0.17
68*	Западная часть Совгаванского плато	щелочной базальт	6.84 ± 0.26
108/6*	Восточная подзона, Совгаванское плато	субщелочной базальт	8.05 ± 0.25
СО-29*	Восточная подзона, Нельминское плато	низкокалиевый базальт	6.37 ± 0.2
СО-36*	Восточная подзона, Нельминское плато	низкокалиевый базальт	4.96 ± 0.26
1787	Восточная подзона, Нельминское плато	низкокалиевый базальт	5.42 ± 0.14
Южная зона			
Ш-18	Шуфанское плато	низкокалиевый базальт	13.28 ± 0.43
Щ-16	То же	субщелочной базальт	7.14 ± 0.32
Ш-9	Шкотовское плато	низкокалиевый базальт	$13.05 \pm$
Ш-12	То же	субщелочной базальт	13.41 ± 0.57
389/2*	»	низкокалиевый базальт	11.81 ± 0.34
369/11*	»	субщелочной базальт	10.79 ± 0.31
369/11б*	»	низкокалиевый базальт	8.85 ± 0.51
369/13*	»	субщелочной базальт	8.68 ± 0.21
СО-73*	Береговой разрез вблизи мыса Поворотного, р-н г. Находки	низкокалиевый базальт	10.10 ± 0.31

Примечание. * По данным работы (Мартынов, 1999б).

фузивы формировались в пределах вулканических депрессий над зонами разрыва субдукционной плиты (slab-window). Общая последовательность кайнозойского магматизма следующая:

риолиты (палеоцен) → бимодальная серия с преобладанием базальтов (поздний палеоцен–олигоцен) → высокоглиноземистые базальты, андезитобазальты (олигоцен–ранний миоцен)

(Мартынов, 1999а; Ханчук и др., 1997; Ханчук, 2000).

Поля позднекайнозойских платобазальтов образовались после прекращения интенсивных тектонических движений и картируются практически на всей территории юга Дальнего Востока. По характеру магматических проявлений и составу магм их можно объединить в три вулканические зоны: Восточную, или внешнюю (Iopov et al., 1995), Западную, или внутреннюю, и Южную.

Фундаментом для позднекайнозойских базальтов Западной зоны северо-восточного простирания является Ханкайский блок континентальной литосферы. В южной его части основные вулканические аппараты представлены небольшими вулканическими аппаратами и трубками (Свиягинская, Медвежья, Лесозаводская и Сальская), на севере и на северо-западе – приводораздельными покровами или останцами покровов. В основании разрезов документированы маломощные горизонты галечников, песков, глин, слои гиадокластитов и туфов базальтов. Выше залегают лавовые потоки, варьирующие по составу от пикробазальтов до трахитов. Экструзивные образования, фиксирующие центральные части вулканических построек, по составу близки к покровным фациям или, в редких случаях, сложены щелочными породами – анальцимитами. Возраст платобазальтов Западной зоны, согласно выполненным нами К-Аг определениям, колеблется от 4.8 до 15 млн. лет (табл. 1). Значения 30.5 млн. лет, приведенные для базальтов Лесозаводской трубки в работе (Моисеев, Сахно, 2000), скорее всего, завышены.

Фундаментом для платобазальтов Восточной зоны северо-восточного простирания является Сихотэ-Алинский блок континентальной литосферы. Как и в пределах Западной зоны, покровы базальтов здесь повсеместно подстилаются маломощной пачкой слабо сцементированных осадков – гравийников, песков и ожелезненного глинистого материала. Характерными особенностями вышележащих базальтов являются значительные мощности разреза, площади распространения и высокая объемная доля низкокальциевых эффузивов. Объемная доля этих пород прямо коррелирует с размерами вулканических полей и обратно – с расстоянием от побережья. В восточной части наиболее крупного Совгаванского плато низкокальциевые базальты составляют около 70% от объема позднекайнозойских вулканических базальтов. Незакономерное переслаивание двух типов пород, а также калий-аргоновые возрастные датировки (табл. 1) дают основание предполагать близкий возраст их формирования (Мартынов, 1995; Мартынов, 1999б). Многочисленные сравнительно маломощные (до первых метров) дайковые тела в основании разреза, вскрытые

скважинами колонкового бурения, свидетельствуют о преимущественно трещинном характере извержения.

По мере удаления от побережья сокращается мощность базальтового разреза (от 300 до 100–50 м) и возрастает объемная доля субщелочных эффузивов. В западной части Совгаванского и Нельминского плато наряду с ними картируются щелочные базальтоиды (>2 мас. % K_2O), которые формируют самостоятельные относительно небольшие вулканические постройки, сложенные базальтами, гавайитами и базанитами, часто с нодулами шпинелевых лерцолитов, вебстеритов, пироксенитов, габбро, гранитоидов и с резорбированными кристаллами плагиоклаза, оливина, пироксенов (Есин и др., 1992а).

Возраст позднекайнозойских платоэффузивов Совгаванского, Нельминского и Бикинского плато до недавнего времени считался плиоцен-четвертичным, причем щелочные лавы рассматривались как наиболее молодые образования. Выполненные нами прецизионные К-Аг датировки (табл. 1), а также результаты исследования учеными из Новосибирска (Есин и др., 1992б) позволяют считать, что формирование всех типов пород происходило преимущественно в позднем миоцене. Раннеплиоценовые эффузивы закартированы в прибрежных разрезах Бикинского плато (4.96 млн. лет) и в виде отдельных вулканических построек на западе Нельминского плато (2.96 и 3.9 млн. лет) (рис. 1).

Платобазальты Южной зоны субширотного простирания формируют два сравнительно крупных вулканических плато – Шуфанское и Шкотовское, а также ряд небольших покровов и останцов покровов в районе г. Находки. Фундаментом для Шуфанского плато является Южно-Приморский, для Шкотовского – Сихотэ-Алинский блоки континентальной литосферы, но в геологических характеристиках вулканических построек различия не проявлены. В основании разрезов картируются галечники, пески, туфоалевролиты, гравийные отложения суйфунской свиты позднемиоценового возраста, которые в верхней своей части часто переслаиваются с базальтами. Выше залегают лавовые потоки (до 25 потоков) базальтов и андезитов-базальтов мощностью от 3 до 20 м, различающиеся между собой по внешним признакам и щелочности. Достаточно высокая объемная доля низкокальциевых эффузивов. Например, в изученном нами разрезе вблизи мыса Поворотного (р-н г. Находки) из двадцати одного опробованного потока семь представлены базальтами с содержанием калия от 0.25 до 0.90 мас. %. Аналогичная картина наблюдается в пределах Шкотовского и Шуфанского плато, где до 40% проанализированных образцов представлены базальтами с содержанием K_2O менее 1 мас. %. Ще-

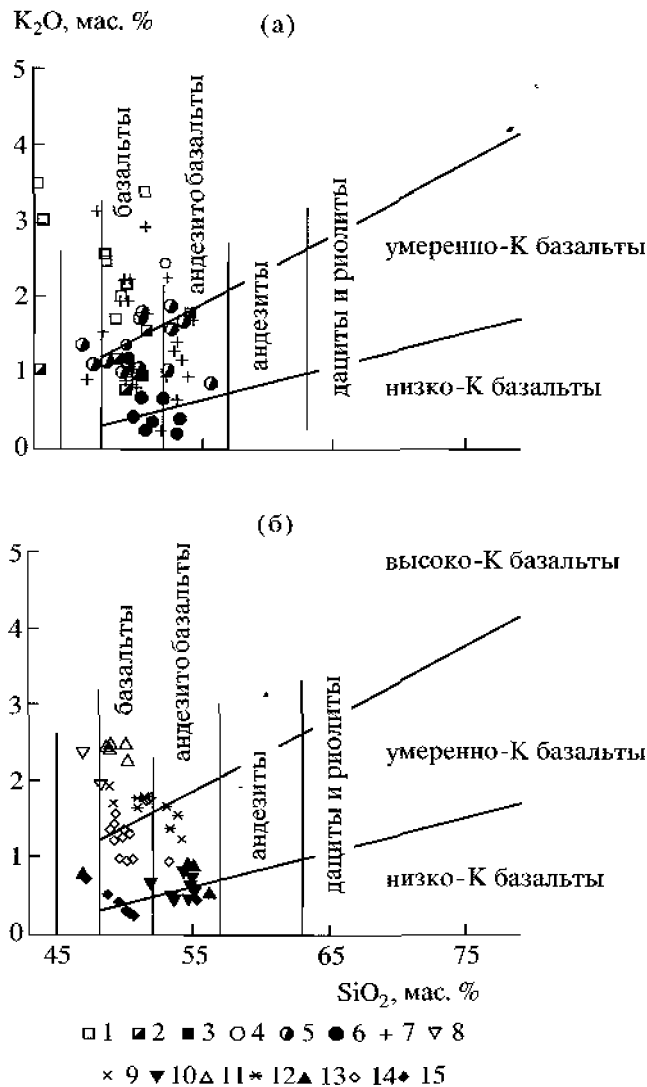


Рис. 2. Классификационная диаграмма $SiO-K_2O$ для позднекайнозойских платобазальтов Западной и Восточной (а) и Южной (б) зон.

1–3 – Западная зона: щелочные (1), субщелочные (2) и низкокальциевые (3) базальты; 4–7 – Восточная зона: щелочные (4), субщелочные (5) и низкокальциевые (6) базальты восточной подзоны, щелочные, субщелочные и низкокальциевые базальты (7) западной подзоны; 8–15 – Южная зона: щелочные (8), субщелочные (9) и низкокальциевые (10) базальты Шуфанского плато; щелочные (11), субщелочные (12) и низкокальциевые (13) базальты Шкоттовского плато; субщелочные (14) и низкокальциевые (15) базальты берегового разреза вблизи мыса Поворотного (район г. Находки).

лочные вулканиды слагают небольшие постройки, главным образом по периферии вулканических плато, и часто содержат ксенолиты ультраосновных пород.

Радиогенный возраст платобазальтов Южного Приморья колеблется от 8 до 13 млн. лет, т.е. они несколько более древние по сравнению с породами Восточной зоны. Незакономерное переслаивание в разрезах низко- и умереннокальциевых базальтов свидетельствует о близком возрасте их формирования, что подтверждается и данными абсолютных датировок (рис. 1). Наиболее моло-

дыми являются щелочные базальты трубки ручья Старикова (р-н г. Находки) – 4.5 млн. лет.

ГЕОХИМИЯ

Среди позднемиоцен-раннелиоценовых платоэффузивов юга Дальнего Востока по петрохимическим данным выделяются низко-, умеренно- и высококальциевые пикритобазальты, базальты и андезитобазальты (рис. 2).

В пределах Западной зоны низкокальциевые вулканиды встречаются редко и аналитически слабо изучены. Щелочные и субщелочные ба-

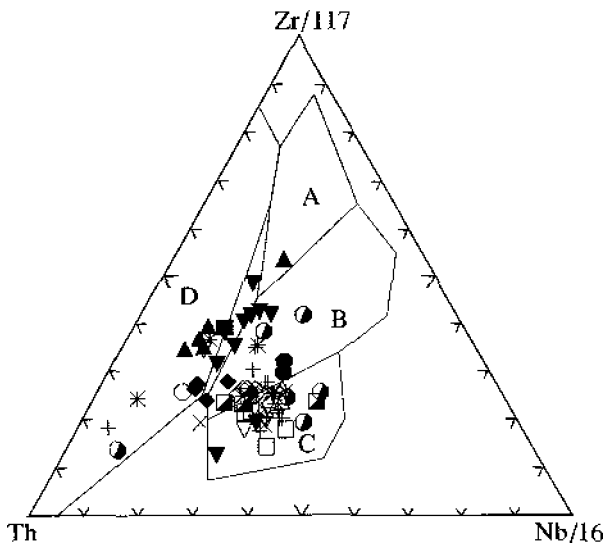


Рис. 3. Классификационная диаграмма Th-Nb-Zr (Wood, 1980) для позднекайнозойских платобазальтов. Условные обозначения см. рис. 2. Поля базальтов: А – срединно-океанических хребтов; В – срединно-океанических хребтов и внутриплитных обстановок; С – внутриплитных обстановок; D – островных дуг и активных континентальных окраин.

зальты и никритобазальты с содержанием калия более 1.5 мас. % и SiO₂ менее 50 мас. % (рис. 2) по основным геохимическим характеристикам близки к вулканитам внутриплитных геохимических серий (рис. 3). Типичен для внутриплитных лав и спектр распределения микроэлементов с закономерным уменьшением нормированных концентраций элементов, имеющих более высокие валовые коэффициенты распределения (рис. 4). С возрастанием щелочности в породах возрастает содержание легких лантаноидов (LREE) при незначительных вариациях тяжелых (HREE) (рис. 5). Отсутствие Eu- и Ce-аномалий во всех проанализированных образцах дает основание предполагать незначительную роль плагиоклаза во фракционировании и низкую степень низкотемпературной метасоматической переработки.

Расположенные к востоку Совгаванское, Нельминское и Бикинское плато Восточной зоны сложены базальтами и андезитобазальтами низкой, умеренной и щелочной серий, но уровень содержания в них калия устойчиво ниже по сравнению с вулканитами Западной зоны (рис. 2). В низкокалиевых базальтах Совгаванского плато, например, концентрации K₂O опускаются до значений anomalно низких (0.15 мас. %) в целом для континентальных вулканитов. В щелочных породах этого плато содержания легких лантаноидов, нормализованные к хондриту (менее 100 ppm), соответствуют таковым в низко- и умереннокалиевых базальтах Западной

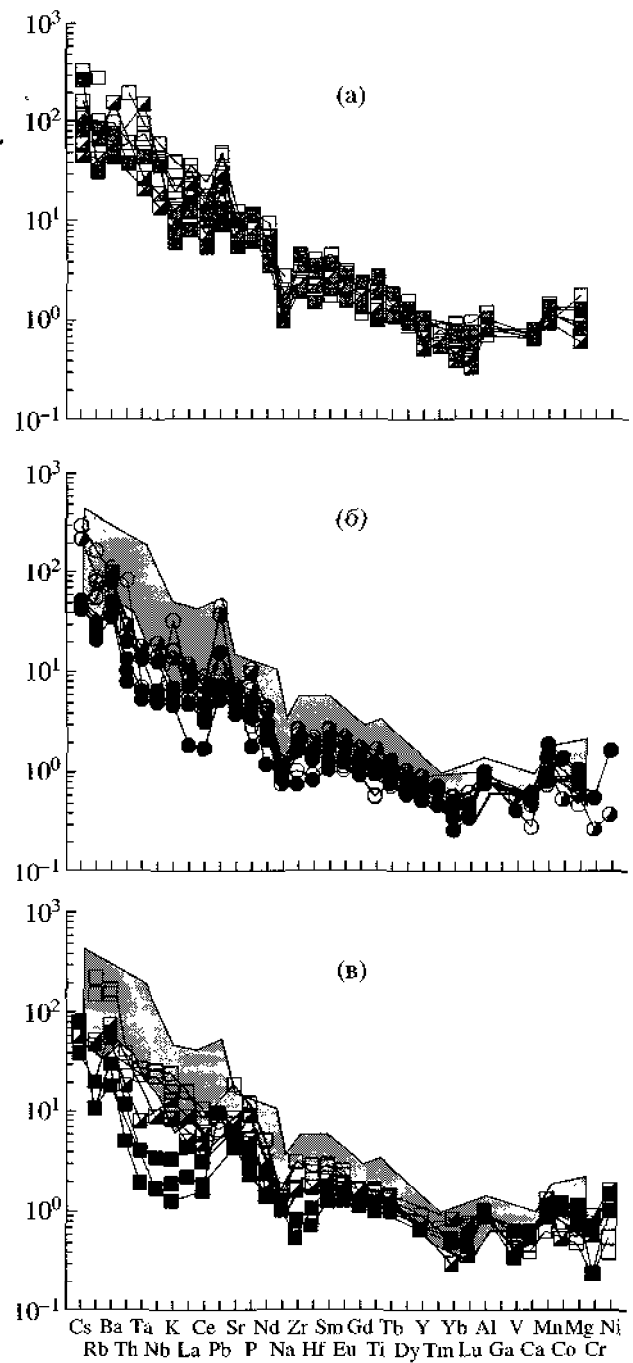


Рис. 4. Содержания элементов в платобазальтах Западной и Восточной зон, нормализованные к среднему базальту срединно-океанических хребтов (MORB) (Pearce, Parkinson, 1993). (а) – Западная зона; (б, в) – западная (б) и восточная (в) подзоны Восточной зоны. Затемненное поле – платобазальты Западной зоны, заливки – низкокалиевые базальты.

зоны (рис. 5). При этом концентрации тяжелых лантаноидов существенно не различаются.

Характерной особенностью всех типов позднекайнозойских базальтов Восточной зоны явля-

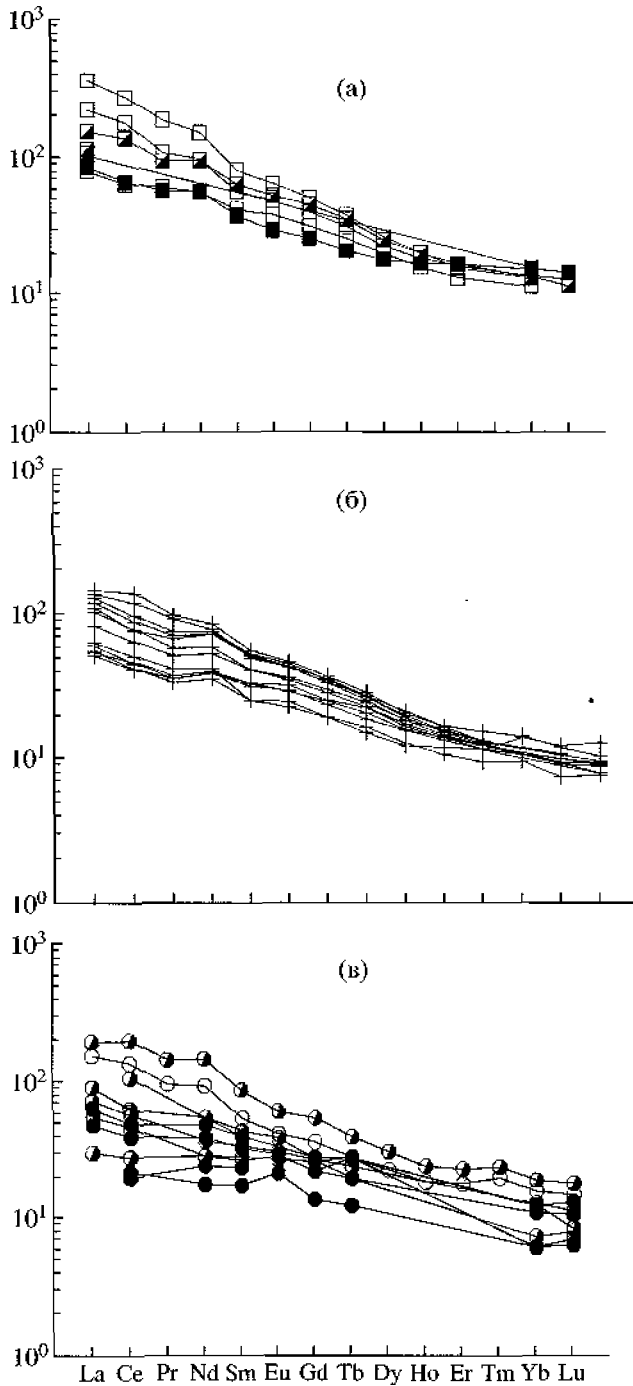


Рис. 5. Распределение редкоземельных элементов в платобазальтах Западной зоны (а), западной (б) и восточной (в) подзон Восточной зоны.

Условные обозначения см. рис. 2.

ется обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE), Pb (рис. 4) и деплетированность в отношении Th и U (рис. 6). Наиболее ярко эти признаки проявлены в низкокальциевых базальтах, в результате чего их фигуративные точ-

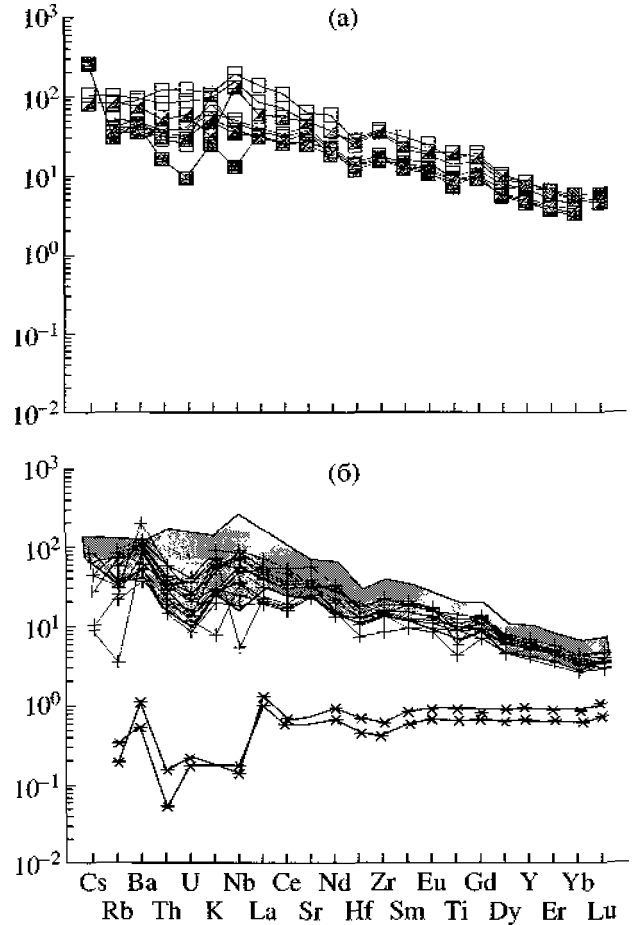


Рис. 6. Содержания элементов в платобазальтах Западной и Восточной зон, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

(а) – Западная зона; (б) – западная подзона Восточной зоны. Затемненное поле на диаграмме (б) – базальты Западной зоны. Для сравнения на диаграмме показано распределение некогерентных элементов в ультраосновных ксенолитах Восточной зоны (звездочки) по (Юпов et al., 1995).

Условные обозначения см. рис. 2.

ки на дискриминантных диаграммах смещены в область островодужных эффузивов (рис. 3).

Типичной особенностью платобазальтов Восточной зоны является отчетливо выраженная поперечная геохимическая зональность. По мере удаления от побережья, наряду с сокращением мощности базальтового разреза и уменьшением объемной доли низкокальциевых базальтов, возрастает уровень содержания калия и большинства других некогерентных элементов в породах. В базальтах верхнего течения р. Самарга, например, концентрации K_2O не опускаются ниже 0.60 мас. % (Мартынов, 1999б).

Платобазальты Южной зоны по многим геохимическим характеристикам близки к вулканитам Восточной зоны. Все типы пород, особенно

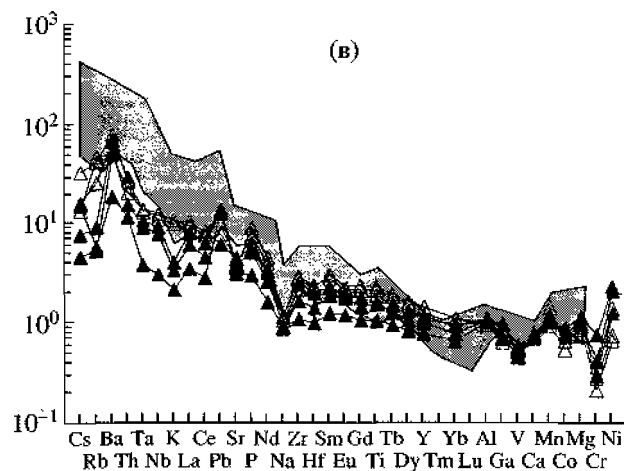
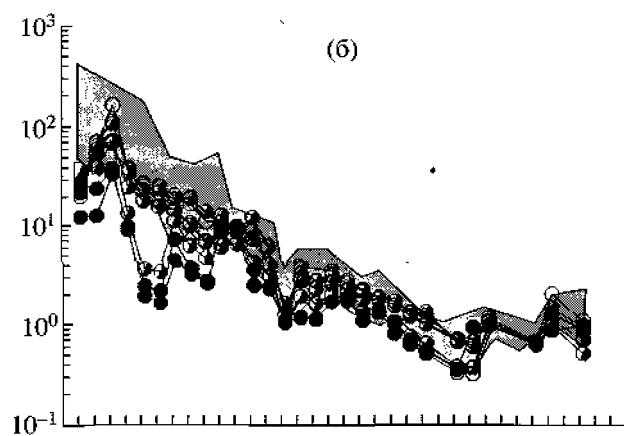
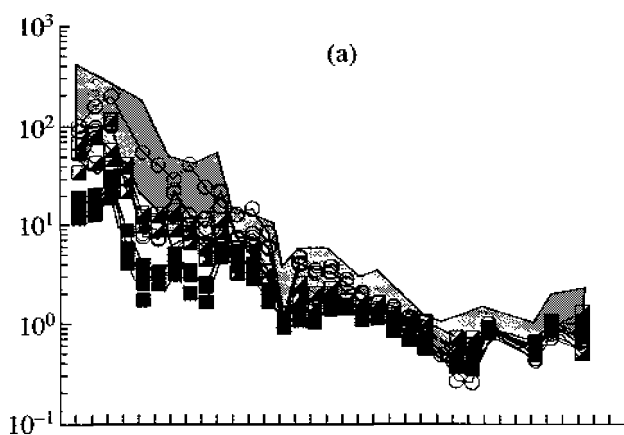


Рис. 7. Содержания элементов в платобазальтах Южной зоны, нормализованные к среднему базальту срединно-океанических хребтов (MORB) (Pearce, Parkinson, 1993).

(а) – Шуфанское плато; (б) – Шкотовское плато; (в) – береговой разрез вблизи мыса Поворотного (район г. Находки). Затемненное поле – платобазальты Западной зоны, заштрихованные знаки – низкокальциевые базальты.

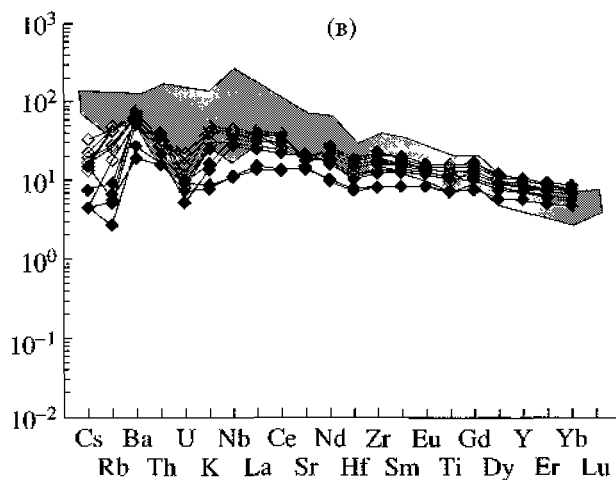
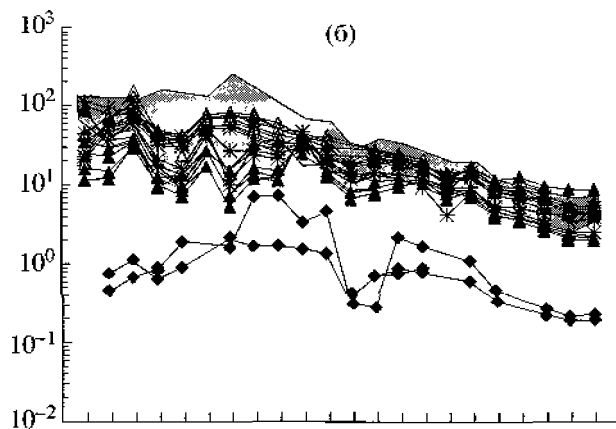
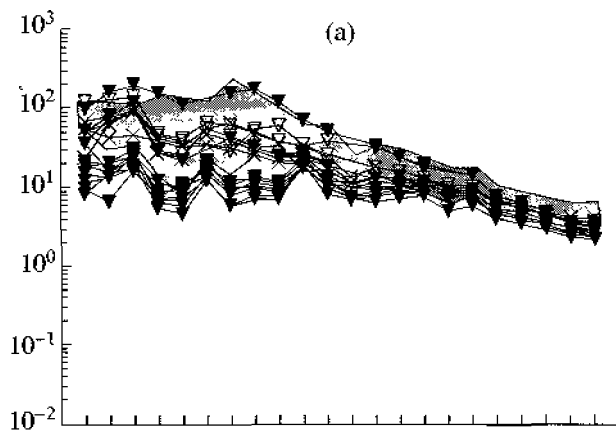


Рис. 8. Содержания элементов в платобазальтах Южной зоны, нормализованные к примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989).

(а) – Шуфанское плато; (б) – Шкотовское плато; (в) – базальты берегового разреза вблизи мыса Поворотного (район г. Находки). Затемненное поле – базальты Западной зоны. Для сравнения на диаграмме (б) показано распределение некогерентных элементов в ультраосновных ксенолитах Шкотовского плато (ромбики) по (Юпов et al., 1995). Условные обозначения см. рис. 2.

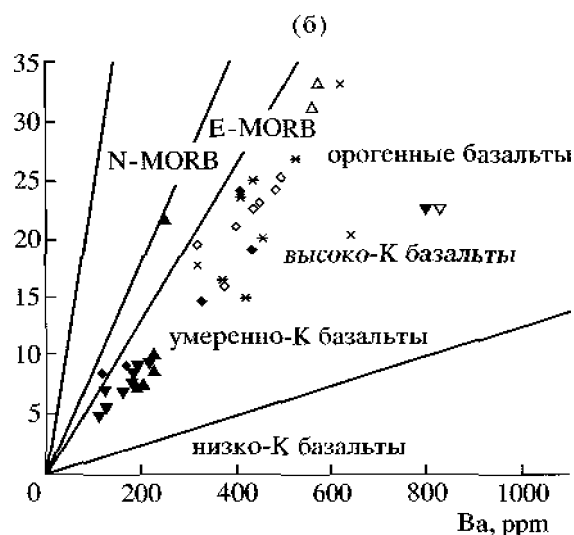
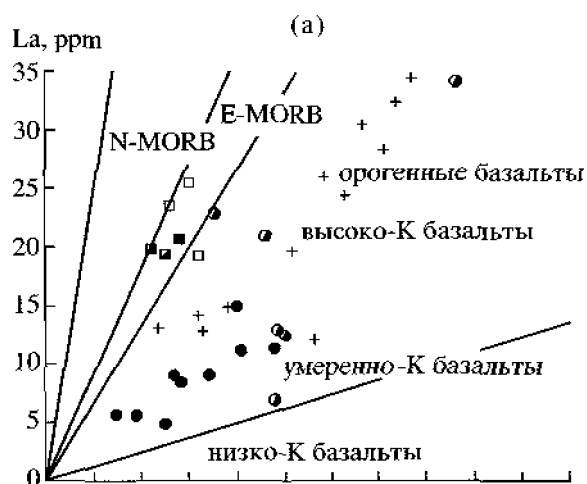


Рис. 9. Соотношение La-Ba в позднекайнозойских базальтах Западной и Восточной (а) и Южной (б) зон. E-MORB и N-MORB – обогащенные и деплетированные базальты срединно-океанических хребтов.

Условные обозначения см. рис. 2.

низкокальциевые, обогащены Pb и LILE (рис. 7), но деплетированы в отношении Th и U (рис. 8). В низкокальциевых базальтах Шкотовского плато наряду с этим регистрируется отчетливый Ta-Nb минимум, типичный для субдукционных вулканитов. Отличия платобазальтов Южной зоны от базальтов Восточной зоны заключаются в меньшей величине La/Ba отношения (рис. 9) и в деплетированном спектре распределения редкоземельных элементов (рис. 10). Нормализованные к хондриту концентрации легких лантаноидов в низкокальциевых базальтах либо практически не меняются с уменьшением порядкового номера и, соответственно, валового коэффициента распределения (Шкотовское плато), либо даже уменьшаются (Шуфанское плато). Поперечная зональность в

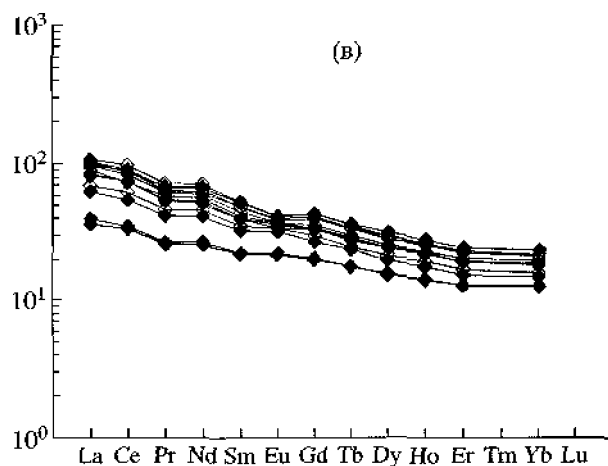
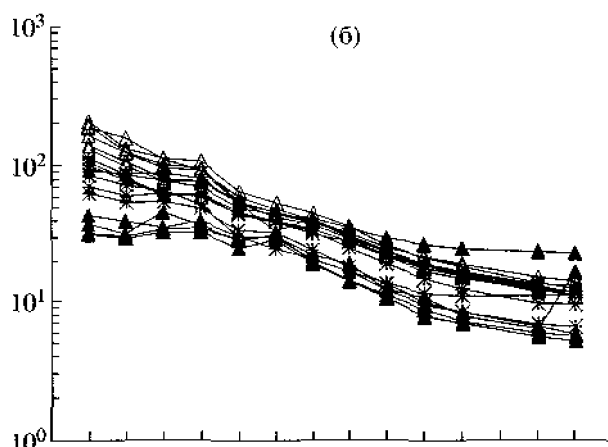
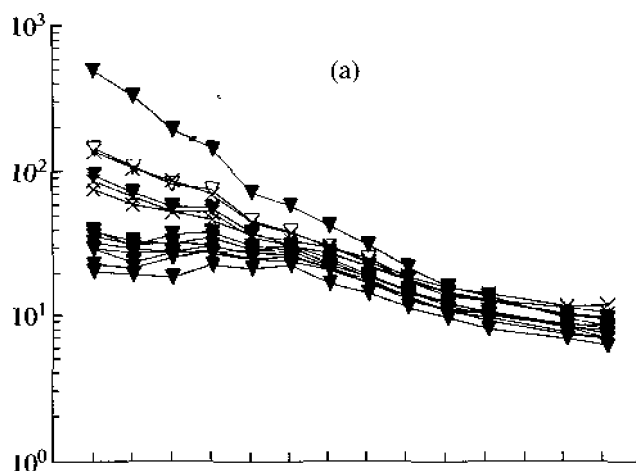


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов в платобазальтах Южной зоны.

(а) – Шуфанское плато; (б) – Шкотовское плато; (в) – береговой разрез вблизи мыса Поворотного (район г. Находки). Условные обозначения см. рис. 2.

изменении объемов и составов вулканитов, аналогичная таковой в Восточной зоне, отсутствует.

ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА И МАГМАТИЧЕСКИЕ ИСТОЧНИКИ

Учитывая цели, поставленные в данной работе, при обсуждении петрогенетических проблем основное внимание будет уделено оценке состава магматических источников позднекайнозойских платобазальтов. Вопросы эволюции первичных магм рассматриваются лишь в объемах, необходимых для решения основной задачи.

Содержание микроэлементов в магматических породах зависит не только от химического и минерального состава плавящегося субстрата, но и от ряда других факторов, наиболее важными из которых считаются кристаллизационная дифференциация и коровая контаминация.

Низкобарическое фракционирование минеральных фаз, хотя и играло, по-видимому, важную роль в эволюции первичных магм (содержание MgO в большинстве проанализированных образцов ниже 9 мас. %), однако не оказывало существенного влияния на соотношения некогерентных элементов и радиогенных изотопов, которые в основном используются при реконструкции составов магматических источников. Большинство исследователей, изучавших позднекайнозойские базальты Китая (Zhou, Armstrong, 1982; Peng et al., 1986; Basu et al., 1991), Кореи (Poulet et al., 1995) и Японии (Nakamura et al., 1989, 1990), отмечали отсутствие петрологических свидетельств значительного влияния коровой контаминации на состав первичных магм. Этот вывод основывается на следующих фактах (Basu et al., 1991):

- 1) отсутствию корреляции между изотопными характеристиками базальтов и содержанием в них K_2O и SiO_2 ;
- 2) присутствию мантийных ксенолитов в щелочных породах;
- 3) близких изотопных характеристиках позднекайнозойских платобазальтов и базальтов океанических островов.

Все эти признаки характерны и для платоэффузивов юга Дальнего Востока. Преимущественно трещинный характер извержений и присутствие мантийных включений свидетельствуют о сравнительно быстром подъеме расплавов к поверхности, что не благоприятствует значительной ассимиляции корового материала. Несмотря на находки коровых ксенолитов (гранитов, гранулитов), в платобазальтах Совганского плато наблюдаются обратные соотношения содержания SiO_2 и некогерентных элементов, а также полное отсутствие корреляции между содержаниями радиогенных изотопов и калия (Мартынов, 1999б). Преобладание среди позднекайнозойских

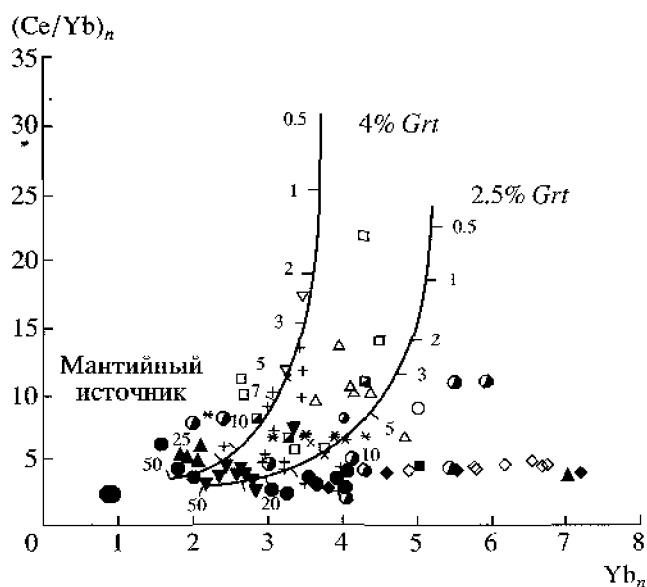


Рис. 11. Нормализованное к примитивной мантии отношение $Ce/Yb-Yb$ в позднекайнозойских базальтах юга Дальнего Востока России.

Расчетные тренды плавления порций гранатового перidotита, содержащего 2.5 и 4% граната, из работы (Brandshaw et al., 1993). Цифры вдоль кривых – процент плавления. Условные обозначения см. рис. 2.

эффузивов Западной зоны щелочных и субщелочных разностей повышенной магнезиальности, вплоть до пикритов, также противоречит значительной роли коровой контаминации в петрогенезисе этих пород.

Чтобы уменьшить влияние наложенных процессов, в данной работе использовались аналитические данные только по вулканитам с содержаниями SiO_2 менее 52 мас. % и MgO более 5 мас. % (табл. 2). Кроме того, в некоторых случаях выполнялся пересчет составов на 9 мас. % MgO (см. рис. 13).

Геохимические признаки щелочных и субщелочных базальтов и пикритобазальтов Западной зоны позволяют предполагать близкий состав их магматических источников. Особенности этих пород являются значительные вариации содержания легких лантаноидов при ограниченных – тяжелых (рис. 5) и отчетливая корреляция между Ce/Yb и Yb (рис. 11), что свидетельствует об их происхождении в результате сравнительно низкой степени плавления (0.5–5%) мантийного вещества, содержащего от 2.5 до 4 об. % реститового граната (рис. 11). Присутствие граната в минеральном парагенезисе указывает на обогащенный характер литосферной мантии. Это подтверждают и более высокие Th/Yb , Ta/Yb и Nb/Yb отношения в платобазальтах Западной зоны по сравнению с обогащенной мантией среднью-океанических хребтов и океанических островов (FMM) (рис. 12, 13), а

Таблица 2. Содержание петрогенных элементов (мас. %) и микроэлементов (ppm) в позднекайнозойских плато-базальтах Сихотэ-Алиния

Компоненты	юм-3013	юс-122/5*	юм-1408*	юм-1814*	юм-1452*	юс-913	2485/1
	1	2	3	4	5	6	7
	Восточная зона, восточная часть					Восточная зона, западная часть	
SiO ₂	50.53	49.36	48.8	50.46	50.00	51.49	48.9
TiO ₂	1.72	1.32	1.65	2.17	1.48	0.82	1.74
Al ₂ O ₃	16.29	17.08	17.5	15.78	17.00	17.86	14.7
Fe ₂ O ₃	5.98	4.9	2.88	10.05	3.44	5.89	6.55
FeO	3.91	4.92	6.87	1.88	8.5	2.42	5.28
MnO	0.13	0.18	0.13	0.16	0.16	0.13	0.22
MgO	5.2	6.48	8.23	7.1	7.11	6.54	9.11
CaO	6.91	6.93	8.11	8.2	7.89	7.81	6.42
Na ₂ O	3.2	3.57	3.06	3.49	3.08	2.79	3.78
K ₂ O	2.45	1.69	0.99	0.61	0.17	2.3	1.94
P ₂ O ₅	0.63	0.66	0.45	0.37	0.27	0.38	0.42
H ₂ O		0.9			0.35	0.56	0.16
П.п.п.	1.28	1.63	0.75		0.1	0.83	0.72
Сумма	99.53	99.62	99.6	100.3	99.55	99.82	99.94
Rb	28.5	26	23	12	3	45.5	47.39
Ba	553	348	473	400		376	661.92
Sr	741	442	619	297	423	605	721.44
Pb	8.1	12				5	2.3
Zr	215		112		82	84	216.08
Hf		3.6	1.9	3.3	0.75	2.11	4.62
La	34.7	22.3	7	15		14.8	30.27
Ce	79.5	43.5	17	30	17.6	31	59.08
Pr	8.59					3.86	7.02
Nd	40.9	23.2	13	22	9.3	19.1	34.28
Sm	7.75	5.7	4.15	5.89	2.6	3.76	7.82
Eu	2.23	1.98	1.5		1.3	1.28	2.52
Gd	6.9	6.2	5.1	5.5	3.5	3.81	6.93
Tb	0.97	1.01	1	1	0.24	0.55	0.98
Dy	5.39					3.04	4.95
Ho	0.99					0.66	0.87
Er	2.81					1.88	2.13
Yb	2.48	2.7	2	2	0.8	1.97	1.71
Lu	0.36	0.37	0.21	0.33	0.19	0.32	0.24
Nb	17.8				12	3.61	47.4
Y	28.7				20	20.3	25.21
Ta	0.9	1.03		0.96		0.2	2.43
Th	4.18	2.2			0.9	2.99	3.69
Sc	17.8	23			21.3	21.5	20.66
Cs		0.4			1.7		0.31
U	0.8					0.78	0.78

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	юс-4272	юс-3193	юс-23	юс-8836-1	юс-6466	юс-4787	юс-3848
	8	9	10	11	12	13	14
	Восточная зона, западная часть			Западная зона			
SiO ₂	50.79	49.54	51.78	49.82	42.67	41.44	48.57
TiO ₂	2.09	1.9	1.68	1.71	2.55	3.5	1.31
Al ₂ O ₃	14.76	15.4	16.41	16.43	13.8	13.63	17.45
Fe ₂ O ₃	8.17	7.4	1.15	2.19	8.96	7.86	4.57
FeO	3.21	2.48	7.89	7.13	2.72	4.61	5.64
MnO	0.21	0.25	0.21	0.18	0.18	0.18	0.16
MgO	6.92	8.36	6.55	7.51	10.08	9.71	6.71
CaO	7.13	8.12	8.41	7.66	9.62	10.05	8.87
Na ₂ O	3.68	3.5	2.73	0.79	3.33	2.68	2.73
K ₂ O	1.76	0.93	0.64	3.3	2.96	0.98	0.79
P ₂ O ₅	0.77	0.5	0.36	0.41	0.82	0.8	0.47
H ₂ O	0	0.3	0.08	0.32	0.17	0.76	0.53
П.п.п.	0.38	0.79	1.75	2.1	1.82	3.33	1.8
Сумма	99.86	99.47	99.64	99.55	99.68	99.53	99.6
Rb	42.11	39.41	17.84	22.32	55.4	45.36	16.75
Ba	708.88	620.71	323.53	312	592.53	452.49	274.6
Sr	673.06	592.75	476.55	508.65	911.21	881.72	488.39
Pb	3.08	4.8	1.66	2.42	5.47	2.66	3.9
Zr	182.88	159.68	128.98	154.38	340.09	338.87	144.29
Hf	4.16	3.68	2.97	3.77	6.71	7.24	3.15
La	28.22	24.08	12.65	18.9	52.4	35.91	20.32
Ce	54.43	47.64	28.11	39.7	111.39	83.24	41.09
Pr	6.61	5.35	3.46	5.63	10.2	8.62	5.31
Nd	33.42	26.64	18.19	25.48	44.48	42.69	26.03
Sm	7.58	6.06	4.89	6.22	8.48	9.42	5.66
Eu	2.42	1.95	1.62	2.14	2.71	2.87	1.66
Gd	6.73	5.63	4.93	6.3	7.92	8.83	5.13
Tb	0.99	0.83	0.75	0.93	1.15	1.27	0.76
Dy	4.81	4.28	3.89	4.96	5.63	6.07	4.45
Ho	0.85	0.79	0.77	0.88	1.03	1.09	0.94
Er	2.08	2	1.87	2.15	2.64	2.67	2.7
Yb	1.52	1.48	1.6	1.86	2.22	2.13	2.49
Lu	0.2	0.22	0.23		0.32	0.28	0.36
Nb	44.68	35.88	12.09	23.74	98.96	80.79	8.23
Y	24.13	22.15	21.34	25.95	30.91	30.7	26.87
Ta	2.36	1.96	0.72	1.26	6.11	5.4	0.46
Th	3.41	3.1	1.28	2.52	7.12	4.34	1.38
Sc	20.31	21.19	21.97	21.42	22.96	27.26	32.61
Cs	0.46	0.19	0.3		0.73	0.54	1.78
U	0.57	0.48	0.19	0.54	1.89	1.25	0.2

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	ч-1435	ш 99-1	ш 99-2	ш 99-10	ш 99-11	ш 99-9	ч-1475	ш 99-26
	15	16	17	18	19	20	21	22
	Южная зона							
SiO ₂	48.7	49.7	50.14	51.6	53.6	55.5	46.05	48.3
TiO ₂	1.96	2.31	2.14	1.67	1.58	1.7	1.88	2.14
Al ₂ O ₃	15.14	16.13	16.72	14.86	14.75	14.92	14.16	14.59
Fe ₂ O ₃	9.76	4.27	7.14	1.78	3.16	1.72	7.47	1.78
FeO	1.26	7.05	3.84	8.45	6.97	6.97	3.44	10.25
MnO	0.23	0.14	0.12	0.16	0.16	0.11	0.28	0.15
MgO	5.03	5.1	3.7	6.47	6.19	7.14	9.4	7.45
CaO	8.4	7.94	7.24	7.61	7.28	7.28	9.18	8.94
Na ₂ O	3.57	3.33	4.25	2.78	2.81	2.76	3.69	2.81
K ₂ O	2.43	2.26	1.74	1.33	0.87	0.55	2.31	1.91
P ₂ O ₅	0.92	0.81	0.49	0.29	0.24	0.17	0.41	0.61
H ₂ O		0.56	1.74	2.5	2.04	0.39		0.4
П.п.п.	2.02						1.33	
Сумма	99.6	99.69	99.63	99.65	99.74	99.53	99.62	99.61
Rb	38.55	37.4	28.2	20.2	12.4	6.6	39.64	45.7
Ba	678.47	663.2	393.4	402.9	217.4	198.8	667.59	612.4
Sr	712.27	733	544	733	759	795	710.87	698
Pb	3.04	3.02	1.81	3.48	2.58	2.46	3.13	3.04
Zr	251.28	260	192	133	84	82	183.4	189
Hf		5.35	4.48	3.16	2.25	2.2		4.07
La	48.03	44.12	23.24	14.49	8.71	7.59	34.19	32.79
Ce	80.44	96.9	47.12	32.63	19.22	18.72	66.02	64.78
Pr	10.35	10.38	5.53	4.96	4.18	3.2	7.5	8.02
Nd	48.42	41.8	27.6	21.7	16.5	16	33.63	31.5
Sm	9.44	7.9	6.41	4.92	4.23	4.28	6.66	6.55
Eu	2.95	2.56	2.13	1.78	1.69	1.75	2.11	2.09
Gd	8.74	7.88	6.19	4.68	4.3	3.86	5.78	6.01
Tb	1.27	1.08	0.98	0.64	0.68	0.52	0.89	0.85
Dy	6.27	5.65	5.21	3.25	2.96	2.74	4.43	4.3
Ho	1.14	1.02	0.91	0.54	0.59	0.49	0.79	0.75
Er	2.88	2.57	2.38	1.34	1.27	1.18	2.07	2.04
Yb	2.17	1.96	1.93	1.09	1.02	0.96	1.59	1.62
Lu	0.3	0.27	0.29	0.16	0.4	0.14	0.23	0.23
Nb	51.17	51.6	33	7.4	4.8	3.7	42.92	46.2
Y	34.41	35.8	26.5	16.8	14.4	13.7	22.63	23.3
Ta	3.02	2.83	2.11	0.44	0.3	0.24	2.68	2.6
Th	4.07	3.89	2.77	1.48	1.02	1.08	4.52	4.05
Sc	19.18	20.4	17.4	19.1	18.3	18.4	23.08	24.8
Cs	0.17	0.17	0.14	0.24	0.17	0.08	0.39	0.53
U	0.83	0.75	0.75	0.28	0.21	0.19	1	0.85

Таблица 2. Окончание

Компоненты	ш 99-22	ч-1472	ш 99-17	юм 3048	юм 3040	юм 3044	юм 3049	юм 3037
	23	24	25	26	27	28	29	30
Южная зона								
SiO ₂	53.8	53.76	54.39	48.65	48.06	48.1	46.25	48.16
TiO ₂	1.57	1.66	1.55	2.25	2.54	2.01	5.72	1.31
Al ₂ O ₃	14.98	15.01	14.8	16.34	15.55	15.34	13.39	15.39
Fe ₂ O ₃	3.99	3.94	4.02	5.04	5.01	5.32	6.64	5.3
FeO	6.48	6.45	7.04	7.06	7.66	6.68	7.11	5.37
MnO	0.13	0.12	0.12	0.16	0.15	0.16	0.18	0.15
MgO	6.14	6.53	6.11	5.73	6.18	7.31	6.76	8.26
CaO	6.94	7.57	7.72	8.54	8.04	8.19	7.94	8.59
Na ₂ O	3.76	3.04	3.17	3.04	2.94	2.63	2.71	2.38
K ₂ O	1.24	0.77	0.44	1.54	1.19	0.94	0.77	0.24
P ₂ O ₅	0.35	0.26	0.22	0.44	0.53	0.35	0.48	0.22
H ₂ O	0.36		0.39	0.85	1.01	1.16	0.86	2.31
П.п.л.		0.4		0.68	0.84	1.59	1.51	2.55
Сумма	99.76	99.68	99.97	100.32	99.7	99.78	100.32	100.23
Rb	25.8	12.15	7.8	23.16	14.72	9.5	3.52	1.4
Ba	315.9	175.97	127.5	425.36	467.27	363.44	395.54	157.19
Sr	384	442.82	364	361.89	328.08	333	303.67	244.77
Pb	2.72	1.71	1.51	2.67	3.1	1.83	3.74	2.48
Zr	145	98.56	86	170.48	210.37	124.57	206.36	75.48
Hf	3.4		2.26	4.21	4.71	3.13	5.06	2.04
La	17.72	7.58	5.39	22.46	23.85	15.73	23.73	8.82
Ce	36.11	18.02	13.26	50.35	54.36	36.81	51.66	20.28
Pr	4.88	2.58	2.39	5.63	6.06	4.13	6.15	2.32
Nd	21.1	14.09	12.9	26.79	28.8	20.05	29.92	11.54
Sm	5.42	4.03	4.25	6.44	7.02	5.04	7.49	3.13
Eu	1.85	1.48	1.62	2.05	2.16	1.82	2.24	1.17
Gd	5.9	4.23	4.7	6.87	7.84	5.62	8.19	3.79
Tb	0.84	0.64	0.67	1.05	1.18	0.85	1.26	0.6
Dy	4.62	3.28	3.7	6.04	6.92	4.98	7.5	3.64
Ho	0.86	0.61	0.68	1.22	1.38	1.02	1.47	0.74
Er	2.29	1.74	1.7	3.2	3.57	2.59	3.77	1.97
Yb	1.86	1.33	1.41	3.06	3.32	2.43	3.57	1.92
Lu	0.29	0.17	0.2					
Nb	22.4	6.38	4.1	26.71	28.47	18.34	22.86	6.85
Y	25.2	17.47	21.3	32.13	39.14	25.92	36.84	21.01
Ta	1.36	0.41	0.24	1.81	1.79	1.24	1.52	0.49
Th	3.74	0.83	0.52	2.76	3.23	1.83	3.12	1.37
Sc	19.9	18.21	21.2	24.57	25.96	23.69	24.34	23.19
Cs	0.42	0.16	0.09	0.11	0.13	0.03	0	0.03
U	0.78	0.23	0.11	0.47	0.33	0.19	0.17	0.15

Примечание. 1–5 – Совгаванское (1–3, 5) и Нельминское (4) плато, прибрежная часть; 5–10 – Нельминское плато, западная часть; 10–14 – бассейн р. Бикпн, среднее и верхнее течение; 15–20 – Шкотовское плато; 21–25 – Шуфалское плато; 26–30 – береговой разрез вблизи мыса Поворотного (р-н г. Находки).

* Апатиты, приведенные в работе (Мартьянов, 1999б).

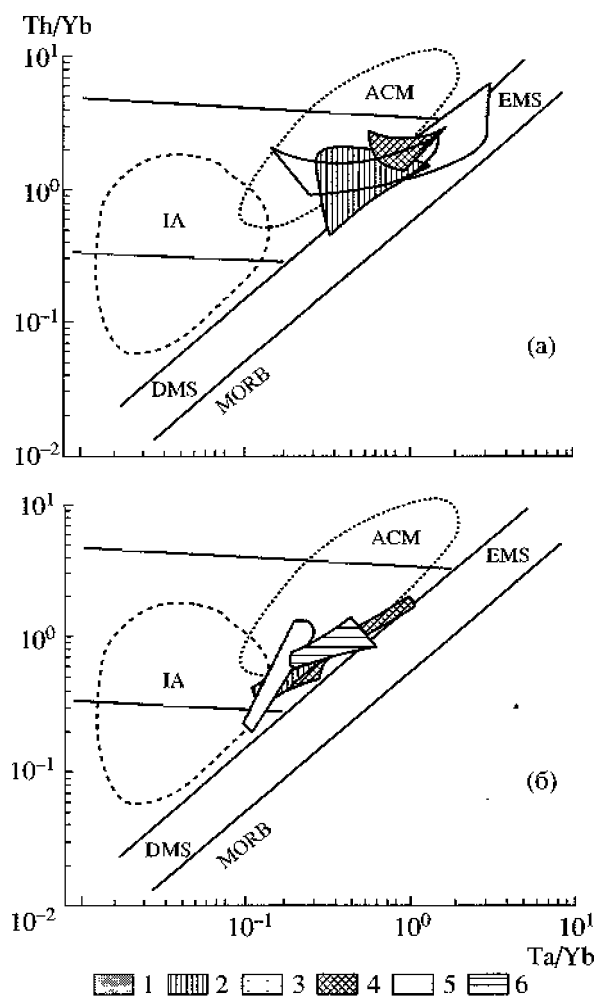


Рис. 12. Вариации отношений Th/Yb-Ta/Yb по (Wilson, 1991) в щелочных (а) и низкокальциевых (б) плато-базальтах юга Дальнего Востока.

Полями на диаграмме показаны составы базальтов: 1 – Западной зоны; 2–3 – Восточной зоны, восточной (2) и западной (3) подзон; 4–6 – Южной зоны: Шуфанского (4) и Шкоттовского (5) плато, базальты берегового разреза вблизи мыса Поворотного (район г. Находки) (6). IA и ACM – поля базальтов островных дуг и активных континентальных окраин соответственно.

DMS – деплетированная мантия; EMS – обогащенная мантия; MORB – поле базальтов срединно-океанических хребтов.

также соотношения реперных элементов ($\text{Nb/Pb} = 10\text{--}19$, $\text{Nb/U} = 44\text{--}53$, $\text{Nb/Th} = 9.5\text{--}14$, $\text{Ce/Pb} = 16\text{--}25$, $\text{Rb/Cs} = 66\text{--}75$), которые соответствуют таковым в обогащенной мантии EM-типа (Sun, McDonough, 1989). Последнее хорошо согласуется с результатами изотопных исследований, указывающих на важную роль EM-I и EM-II мантийных компонентов в происхождении позднекайнозойских вулканитов северо-восточного Китая (Peng et al., 1986; Tatsumoto et al., 1992 и др.). Корей (Poulet et al., 1995 и др.) и островов Японского моря (Tatsumoto et al., 1991).

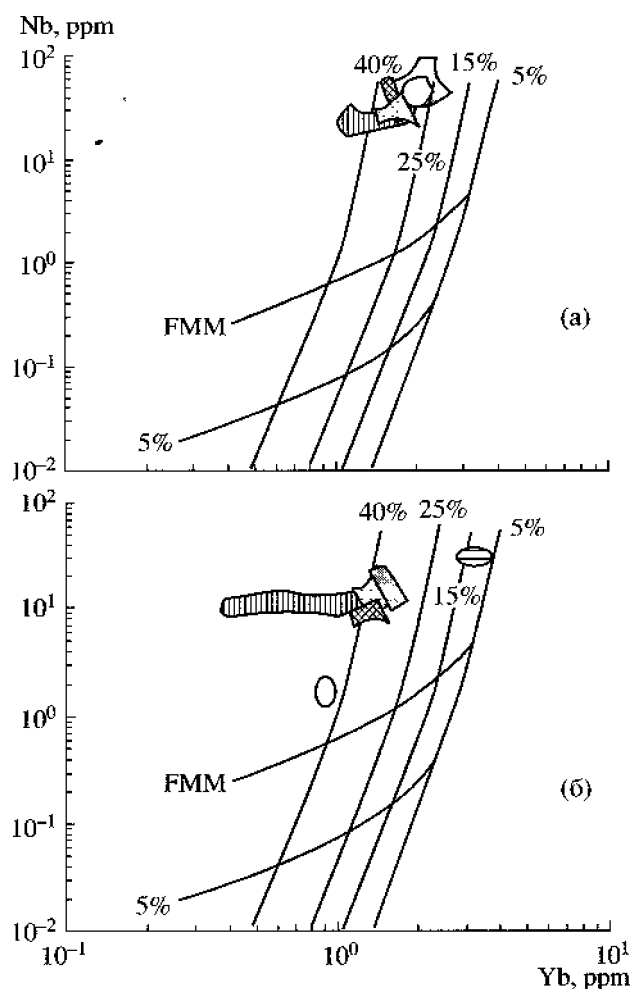


Рис. 13. Вариации отношения Nb-Yb , приведенные к 9 мас. % MgO , в щелочных (а) и низкокальциевых (б) плато-базальтах (Pearce, Parkinson, 1993).

Условные обозначения см. рис. 12. Цифрами на диаграмме показаны расчетные составы при 5%, 15%, 25%, 40% плавлении. FMM – обогащенная мантия срединно-океанических хребтов и океанических островов.

Происхождение щелочных и отчасти субщелочных пород Совгаванского и Нельминского плато Восточной зоны также, по-видимому, связано с плавлением гранатового перидотита (рис. 11), тогда как генерация первичных магм низкокальциевых базальтов происходила, вероятно, на меньших глубинах, в условиях шпинелевой фации. В пользу последнего свидетельствует постоянство Ce/Yb отношения в базальтах с различным содержанием Yb (рис. 11) и пропорциональное возрастание содержания легких и тяжелых лантаноидов с ростом содержания щелочей (рис. 5).

Различаясь минералогически, магматические источники низкокальциевых, субщелочных и щелочных базальтов Восточной зоны были, по-видимому, близки между собой по химическому со-

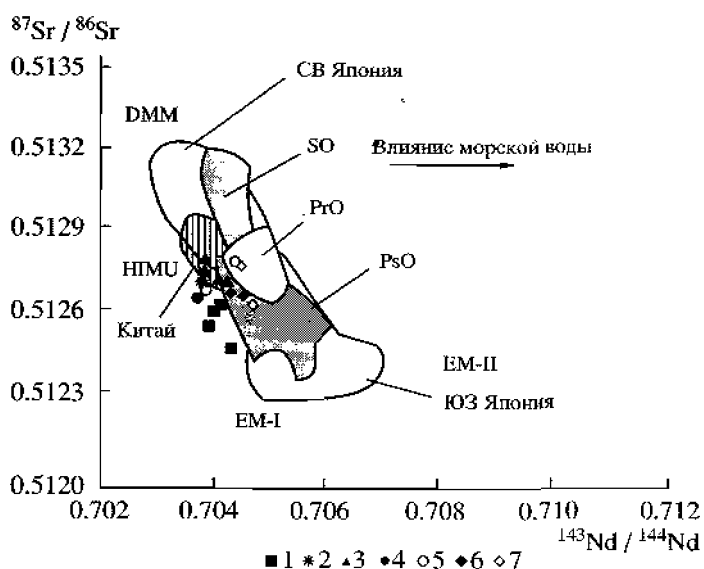


Рис. 14. Соотношение изотопов Sr и Nd в платобазальтах Восточной и Южной зон Сихотэ-Аллия по (Мартынов, 1999б). 1–4 – Восточная зона, восточная подзона: низкокальциевые (1) и щелочные (2), базальты Совганского плато, низкокальциевые (3) и щелочные (4) базальты Нельминского плато; 5, 6 – Южная зона: низкокальциевые (5) и щелочные (6) базальты Шкотовского плато.

Положения полей базальтов предшествующей (PrO), синхронной (SO), последующей (PsO) стадий раскрытия Японского моря, DMM, НГМУ, EM-I и EM-II мантийных компонентов взяты из работы (Pouclet et al., 1995).

ставу (Мартынов, 1999а, б). Высокие содержания радиогенного Sr и нерадиогенного Nd (рис. 14), а также результаты геохимического моделирования (Мартынов 1999а, б) указывают на вовлече-

ние в процесс плавления глубинного вещества близкого по составу к примитивной мантии. Этот вывод подтверждают и данные по ультраосновным ксенолитам в щелочных базальтах, для ко-

Таблица 3. Соотношение некогерентных элементов в щелочных и низкокальциевых базальтах юга Дальнего Востока

Тип базальтов	Nb/Pb	Nb/U	Nb/Th	Ce/Pb	Rb/Cs
Западная зона					
Щелочные базальты	10–19		9.5–14	16–25	66–75
Восточная зона					
Щелочные базальты	7–14.5	62.5–116.3	11.02–13.42	6.2–25.7	92–153
Низкокальциевые базальты	0.95–13.3	53.3–100.6	9.5–12.42	5.1–17	35–207
Южная зона					
Щелочные базальты	8–17.6	49.2–62	9.5–22	17.7–32	61.4–252
Низкокальциевые базальты	0.51–4.6	17–33	3.4–11	8.8–11.2	25.5–76
Океанические базальты по (Sun, McDonough, 1989)					
N-тип MORB	7.5	50	20	25	80
НГМУ-тип OIB	19–23	43–48	10–17	29–38	100
EM-тип OIB	8.3–15.9	40–43	6.3–11.5	14.5–31	70–90

торых характерен недифференцированный спектр распределения большинства редких элементов на диаграммах, нормализованных к примитивной мантии (рис. 6). Ярко выраженная EM-изотопная специфика платобазальтов Восточной зоны (Мартынов, 1999б; Okamura et al., 1998), с учетом результатов изотопных исследований ультраосновных включений Северо-Восточного Китая (Tatsumoto et al., 1992), позволяет предполагать локализацию очагов плавления в нижних горизонтах континентальной литосферы.

Литосферный источник платобазальтов Восточной зоны подтверждается и относительным обогащением всех геохимических типов крупноионными литофильными элементами и свинцом (рис. 4). Такие геохимические признаки типичны для постсубдукционных внутриплитных базальтов активной континентальной окраины запада США (Brandshaw et al., 1993), в происхождении которых важную роль играла континентальная литосфера, метасоматически преобразованная предшествующими субдукционными процессами. Относительно низкие концентрации Th и U (рис. 6) дают основание предполагать вовлечение в процесс плавления субдукционных океанических осадков (Sun, McDonough, 1989).

Геохимические особенности базальтов Южной зоны во многом аналогичны таковым Восточной зоны. Все петрохимические типы пород обогащены крупноионными литофильными элементами и деплетированы в отношении Ta, Nb, Th и U (рис. 7, 8), что свидетельствует о значительном преобразовании континентальной литосферы предшествующими субдукционными процессами. В отличие от Восточной зоны, в Южной зоне щелочные и низкокальциевые базальты различаются между собой соотношениями реперных элементов (табл. 3), что дает основание предполагать определенные отличия не только минералогического, но и химического составов магматических источников. Щелочные базальты по составу близки к соответствующему типу пород Западной и Восточной зон и показывают EM-геохимическую специфику внутриплитных вулканитов. Низкокальциевые базальты отличаются более сложными геохимическими признаками. Спектр распределения редкоземельных элементов — $LREE (La, Ce, Pr, Nd) \leq MREE (Sm, Eu, Gd, Tb, Dy) \gg HREE (Yb, Lu)$ — и выполненные модельные расчеты свидетельствуют об их происхождении в результате плавления обогащенной континентальной литосферы, слабо деплетированной в ходе предшествующих магматических событий. Другим возможным объяснением может быть участие в магмогенезисе деплетированной астеносферной мантии, но присутствие деплетированных ультраосновных включений в щелочных базальтах Шкотовского плато (Ionov et al., 1995) и обогащенность платобазальтов Южной зоны радиоген-

ным Sr и нерадиогенным Nd (Мартынов, Окамура, 1998; Мартынов, 1999б) (рис. 14) свидетельствуют в пользу первого предположения. Поскольку деплетированность в отношении некогерентных элементов не проявлена в изотопных характеристиках низкокальциевых базальтов (рис. 14), мы можем рассматривать это событие как относительно молодое.

Таким образом, генерация первичных магм низко- и высококальциевых базальтов в пределах юга Дальнего Востока связана с активностью разноглубинных литосферных источников. В Западной зоне из-за отсутствия аналитических данных по низкокальциевым эффузивам возможно лишь оценить состав магматических источников субщелочных и щелочных пород. В Восточной зоне выплавление низко- и высококальциевых базальтов происходило из мантийных субстратов, близких по химическому составу. Для Южной зоны можно предполагать вертикальную гетерогенность литосферной мантии, связанную с деплетированностью ее сравнительно высоких уровней в ходе сравнительно молодых магматических событий.

ВОПРОСЫ ГЕТЕРОГЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ПЕТРОГЕНЕЗИСА ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ПЛАТОБАЗАЛЬТОВ

Проблема латеральной гетерогенности литосферной мантии южной части Дальнего Востока России впервые была рассмотрена в статье (Ionov et al., 1995). На основании исследования ограниченного числа перидотитовых ксенолитов в щелочных вулканитах авторы сделали заключение, что составы ультраосновных включений (1) не несут признаков мантийного метасоматоза, связанного с субдукционными процессами, и (2) характеризуются высокой степенью минералогической и геохимической неоднородности, свидетельствующей о гетерогенной природе литосферы зоны перехода континент—океан.

С учетом опубликованных данных по Северо-Восточному Китаю, авторы работы (Fan, Hooper, 1991) высказали предположение о существовании в пределах южной части Дальнего Востока России двух литосферных блоков — обогащенного на севере и деплетированного на юге. Недостатком данной работы является ограниченное число изученных мантийных включений и неопределенность выводов, поскольку, по мнению авторов, составы ксенолитов не отражают ни состав магматического субстрата щелочных пород, ни состав рестита. Последнее заключение хорошо согласуется с результатами изотопного изучения ксенолитов и щелоч-

ных базальтов Северо-Восточного Китая (Tatsumoto, 1992).

Результаты наших исследований существенно дополняют ранее полученные данные и подтверждают необходимость выделения в пределах юга Дальнего Востока, по крайней мере, трех литосферных блоков. Наиболее древний Ханкайский блок на время формирования платобазальтов характеризовался холодной, мощной и обогащенной литосферой, не затронутой молодыми субдукционными процессами.

Восточная часть молодого Сихотэ-Алинского блока по составу была близка к примитивной мантии, значительно переработанной позднемиоценовыми субдукционными процессами. Высокая объемная доля низкокальциевых базальтов, аномально низкое содержание в них калия и других некогерентных элементов, с учетом обогащения их радиогенным стронцием и нерадиогенным неодимом, указывают на высокую степень плавления мантийного вещества. Принимая во внимание преимущественное распространение этих пород в прибрежной части территории, можно предполагать, что в позднем кайнозое здесь сохранялся высокий тепловой поток, связанный с предшествующими тектономагматическими событиями, и прежде всего с раскрытием Япономорской котловины. Интересно отметить, что эта особенность сохраняется и в настоящее время, о чем свидетельствуют результаты изучения водных источников. В отличие от Ханкайского блока, где документируются только холодные воды, вдоль побережья Японского и отчасти Охотского моря широко распространены проявления термальных вод, температура которых закономерно увеличивается к северу (от 19–30°C до 54°C), к полям распространения позднекайнозойских платобазальтов (Кирюхин, Резников, 1962). В Китае и Корее высокая объемная доля толеитовых базальтов также типична для лавовых полей, расположенных вблизи побережья Южно-Китайского моря (п-ов Лейчжоу, о-ва Хайнань) (Fan, Hooper, 1991) и Японского моря (о-в Чейджу) (Lee et al., 1994, Park, Kwon, 1996).

Шуфанское и Шкотовское плато, хотя и относятся к различным литосферным блокам, близки между собой по геолого-геохимическим характеристикам слагающих вулканитов. Это дает основание предполагать близкий состав литосферной мантии и близкие условия ее плавления в пределах всей территории Южного Приморья. Обогащенная континентальная литосфера Южного блока также испытала существенную переработку субдукционными процессами, но, видимо, болс древними, чем позднемиоценовыми. Об этом свидетельствуют иные Ba/La отношения в базальтах Южной зоны по сравнению с Восточной (рис. 9) и отсутствие поперечной геохимической

зональности по отношению к позднемиоценовому вулканическому фронту. Шуфанское плато и вулканические аппараты Западной зоны расположены примерно на одном расстоянии от Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (рис. 1), и влияние субдукционного компонента на их формирование должно было быть сходным. В действительности же картина совершенно иная.

Полученные геохимические данные в целом подтверждают вывод, сделанный в работе (Iopov et al., 1995), о деплетированной природе Южного литосферного блока, но с двумя важными уточнениями:

1) первично обогащенная литосфера Южного блока была деплетирована в результате сравнительно молодых магматических процессов, не регистрируемых изотопными характеристиками платобазальтов;

2) деплетированными являются лишь относительно неглубокие горизонты верхней мантии соответствующие уровню генерации низкокальциевых базальтов.

Высокая объемная доля низкокальциевых вулканитов в пределах Южного блока также дает основание предполагать сравнительно высокие температуры и степени плавления мантийного вещества. Учитывая локализацию Шкотовского и Шуфанского плато вблизи побережья Японского моря, это может служить дополнительным подтверждением существенной роли в петрогенезе позднекайнозойских эффузивов прибрежных территорий юга Дальнего Востока магматических процессов, связанных с раскрытием окраинно-морского бассейна.

Данные, полученные в результате выполненных работ, позволяют сделать определенные выводы и о механизме формирования позднекайнозойских платоэффузивов. Преимущественно литосферный источник этих пород, а также отсутствие какой-либо закономерности в распределении возрастных характеристик платобазальтов на территории Сихотэ-Алиния противоречат как плюмовой модели их происхождения (Nakamura et al., 1990 и др.), так и представлениям о погружении в позднем мелу под континентальную окраину океанического хребта, разделявшего океанические плиты Кула и Тихоокеанскую (Ueda, Miashiro, 1974). Позднекайнозойская вспышка внутриплитного базальтового магматизма в пределах восточной окраины Евразии, скорее всего является продолжением тектонической перестройки, связанной с коллизией в палеогене Индийской и Евразийской континентальных плит (Basu et al., 1991; Menzies et al., 1993; Poulet et al., 1995).

Благодарности. Авторы признательны директору Дальневосточного геологического ин-

ститута ДВО РАН члену-корреспонденту РАН А.И. Ханчуку за оказанное содействие в проведении полевых исследований и замечания к тексту работы, позволившие значительно улучшить ее содержание.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ: № 98-05-65337 и № 98-05-64285.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутюлин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-е, 1992а. 158 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Травин А.В. Новые данные о позднекайнозойском щелочно-базальтовом вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1992б. Т. 322. С. 369–372.

Кирюхин В.А., Резников А.А. Новые данные по химическому составу азотных терм юга Дальнего Востока // Вопросы специальной гидрогеологии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1962. С. 71–83.

Мартынов Ю.А. Геохимия, минералогия и петрогенезис миоцен-четвертичных платоэффузивов Восточного Сихотэ-Алиня // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 158–172.

Мартынов Ю.А. Высокоглиноземистый базальтовый вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: петрология и геодинамика // Петрология. 1999а. Т. 7. № 1. С. 58–79.

Мартынов Ю.А. Геохимия базальтов активных континентальных окраин и зрелых островных дуг на примере Северо-Западной Пацифики. Владивосток: Дальнаука, 1999б. 215 с.

Мартынов Ю.А., Левашов Г.Б. Геохимические критерии рифтогенной природы плиоцен-плейстоценовых базальтов Восточного Сихотэ-Алиня // ДАН СССР. 1988. Т. 303. № 2. С. 472–476.

Мартынов Ю.А., Окамура С. Изотопные отношения Sr в высокоглиноземистых базальтах Восточного Сихотэ-Алиня: приложение к геодинамическому режиму формирования и времени раскрытия Японского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 1. С. 94–97.

Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерагения Амурской мегаструктуры. Благовещенск-Амуре: АмурКНИИ, 2000. 160 с.

Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 544–547.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.

Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.

Basu A.R., Junwen W., Wankang H. et al. Major element, REE and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 105. P. 149–169.

Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.

Fan Q., Hooper P.R. The mineral chemistry of ultramafic xenoliths of eastern China: Implications for upper mantle composition and the paleogeotherms // J. Petrol. 1989. V. 30. P. 1117–1158.

Ionov D.A., Prikhod'ko V.S., O'Reilly S.Y. Peridotite xenoliths in alkali basalts from the Sikhote-Alin, southeastern Siberia, Russia: trace-element signatures of mantle beneath a convergent continental margin // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 275–294.

Lee M.W., Won C.K., Lee D.Y. et al. Stratigraphy and petrology of volcanic rocks in southern Cheju island, Korea // J. Geol. Soc. Korea. 1994. V. 30. P. 521–541.

Nakamura E., Campbell I.H., McCulloch M.T. Chemical Geodynamics in a back-arc region around the Sea of Japan: Implication for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea and China // J. Geophysical Research. 1989. V. 94. B4. P. 4634–4654.

Nakamura E., McCulloch M.T., Campbell I.H. Chemical geodynamics in the back-arc region of Japan based on the trace element and Sr-Nd isotopic compositions // Tectonophysics. 1990. V. 174. P. 207–283.

Menzies M., Fan W., Zhang M. Paleozoic and Cenozoic lithopros and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China / Eds. Richard H.M., Alabaster T., Harris N.B.W., Neary C.R. Magmatic processes and plate tectonics. Geological Society Special Publication. 1993. № 76. P. 71–81.

Okamura S., Arculus R.J., Kagami H. et al. Multiple magma sources involved in marginal-sea formation: Pb, Sr and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region // Geology. 1998. V. 26. № 7. P. 619–622.

Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island (II): trace element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the Northern Part of Cheju island // J. Geol. Soc. Korea. 1996. V. 32. P. 223–249.

Pearce J.A., Parkinson I.J. Trace element model for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // Magmatic Processes and Plate Tectonics. Geol. Soc. Special Public. 1993. № 76. P. 373–403.

Peng Z.C., Zarman R.E., Futa K., Chen D.G. Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China // Geology (Isotope Geoscience Section). 1986. V. 59. P. 3–33.

Poulet A., Lee J.-S., Vidal P. et al. Cretaceous to Cenozoic volcanism in South Korea and in the Sea of Japan: magmatic constraints on the opening of the back-arc basin // Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins / Ed.

Smellie J.L. Geological Society Special Publication. 1995. № 81. P. 169–191.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the oceanic basins // Geol. Soc. Special Public. 1989. № 42. P. 313–345.

Tatsumoto M., Nakamura Y. DUPAL anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin // Geochim. Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3697–3708.

Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H., Junwen W., Guanghong X. Sr, Nd and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of Eastern China: enriched components EM-I and EM-II in subcontinental lithosphere // Earth. Planet. Sci. Lett. 1992. V. 113. P. 107–128.

Ueda S., Miashiro A. Plate tectonics and the Japanese Islands: A synthesis // Geol. Soc. Amer. Bull. 1974. V. 85. P. 1159–1170.

Wilson M. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach. Harper Collins Academic. 1991. 466 p.

Wood D.A. The application of Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establish the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11–30.

Zhou X., Armstrong R.L. Cenozoic volcanic rocks of eastern China – secular and geographic trends in chemistry and strontium isotopic composition // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 58. P. 301–329.

Zou H., Zindler A., Xu X., Qi Q. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance // Chemical Geology. 2000. V. 171. P. 33–47.