

ISSN 0002-3272



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

П.И. Федоров
КАЙНОЗОЙСКИЙ
ВУЛКАНИЗМ
В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ
НА ВОСТОЧНОЙ
ОКРАИНЕ АЗИИ



TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932

Vol. 573

P.I. Fedorov

**CENOZOIC VOLCANISM
OF EXTENSION ZONES OF THE
EASTERN ASIA CONTINENTAL MARGIN**

Moscow
GEOS
2006

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году

Вып. 573

П.И. Федоров

**КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ
НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ**

Москва
ГЕОС
2006

УДК 551.557.11

ББК 26.323

Т 78

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук Б.П. Золотарев

Редакционная коллегия:

М.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов* (заместитель главного редактора),
К.Е. Дегтярев, *Ю.В. Карякин* (ответственный секретарь), *Ю.Г. Леонов*, *М.А. Семихатов*,
С.Д. Соколов, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты

доктор геолого-минералогических наук В.Б. Курносов
доктор геолого-минералогических наук А.Я. Салтыковский

Труды Геологического института / Геол. ин-т РАН – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964.
М.: Наука, 1964. – – ISSN 0002-3272

Вып. 537: Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии /
П.И. Федоров – М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (в пер.)
ISBN 5-89118-391-8

Предлагаемая монография является первой сводкой по минеральному и изотопно-геохимическому составу кайнозойских вулканических пород, связанных с зонами растяжения на восточной окраине Азии, полученной на основании оригинального фактического и литературного материала. Проведена геохимическая типизация всего разнообразия кайнозойских вулканических пород континентальной окраины Азии, генетически не связанных с процессами субдукции, показана специфика их химического состава и отличия от типичных надсубдукционных образований. В работе обсуждаются вопросы одновременности процессов растяжения и связанных с ними проявлений вулканизма в различных сегментах окраины, направленности эволюции вулканизма от малоглубинных литосферных источников к глубинным гетерогенным, влияние субдукционного компонента в генезисе магм, связь изотопных характеристик кайнозойских вулканитов с мультиточниками.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 06-05-78023)

Responsible Editor

B.P. Zolotarev

Editorial Board:

M.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov* (Deputy Editor-in-Chief),
K.E. Degtyarev, *Yu.V. Karyakin* (Executive Secretary), *Yu.G. Leonov*, *M.A. Semikhatov*,
S.D. Sokolov, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:

V.B. Kurnosov, A.Ya. Saltikovskiy

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of
Sciences USSR, 1932–1964. Moscow: Nauka, 1964. – / – ISSN 0002-3272

Vol. 537: Cenozoic volcanism of extension zones of the Eastern Asia continental margin / P.I.
Fedorov – Moscow: GEOS, 2006. – 316 p. (in cloth)

This monograph presents an analysis of published and our own data on the mineralogy, geochemistry and isotopic systematics of the Cenozoic volcanic complexes of Eurasian continental margin extension zones. The Cenozoic magmatic and geodynamic events were correlated over the region. It was shown that lateral and temporal variations in the compositions of the Paleogene, Miocene and Pliocene–Quaternary rocks reflect strong isotopic and geochemical heterogeneity of deep-seated magma sources.

На обложке: Корякское нагорье, район горы Ледяная. Фото Г.Н. Новикова

© П.И. Федоров, 2006

© ГИН РАН, 2006

© ГЕОС, 2006

*Светлой памяти
Олега Назаровича Вольнца
посвящается*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение состава вулканических пород краевых частей континентов имеет большое значение для решения фундаментальных проблем петрогенезиса, металлогении, вопросов эволюции земной коры и мантии Земли. Окраины континентов являются областями, в которых широко проявлены разнообразные геодинамические условия, обусловленные, преимущественно, процессами сжатия, с развитием специфического надсубдукционного вулканизма. Вместе с тем, в этих зонах установлены проявления процессов растяжения, сопровождаемые магматизмом, имеющим ярко выраженную специфику, отличающую его от вулканических проявлений окраинно-континентальных поясов. Именно поэтому процессы грабенообразования и рифтогенеза, связанные с окраиной Азиатского континента, представляют большой интерес. Вместе с тем, вещественные проявления этого процесса, выраженные в первую очередь магматическими породами и связанным с ними оруденением, в настоящее время изучены недостаточно. До сих пор отсутствует определенность в знании состава рифтогенных магматических ассоциаций и их источников, масштаба проявления соответствующего магматизма, а также его соотношения с собственно окраинно-континентальным, преимущественно известково-щелочным магматизмом.

Проведенные исследования имели целью выяснение изотопно-геохимических характеристик кайнозойского вулканизма в зонах растяжения на восточной окраине Азии, выявление закономерностей распределения кайнозойского вулканизма в зонах растяжения на восточной окраине Азии в пространстве и во времени, установление причин латеральной зональности, определение природы магматических источников, анализ мантийных вещественных неоднородностей под окраиной континента.

Все перечисленные проблемы решались на оригинальном материале, собранным автором при исследовании вулканических комплексов Корякского нагорья, Чукотки и Камчатки. Помимо этого был изучен каменный материал из коллекций В.Н. Григорьева (Приморье), Н.И. Филатовой (п-ов Корея), А.В. Колоскова (Вьетнам, Южно-Китайское море), а также керновый материал из хранилищ DSDP и ODP (Берингово и Японское моря). Кроме оригинального фактического материала, в работе использованы обширные литературные данные по исследованному региону.

Микрозондовые определения состава минеральных фаз выполнены на микроанализаторе «Самебах» в Институте вулканологии и сейсмологии ДВО РАН и ВИМСе. Большая часть силикатных анализов была выполнена в Геологическом институте РАН и ПГО «Укрчерметгеология», другая – в ИВиС

ДВО РАН, ГЕОХИ РАН, ГЕОХИ СО РАН. Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись в ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН, ГЕОХИ СО РАН, а также в лабораториях Корнельского университета (Итака, США) с использованием следующих методов: инструментального нейтронно-активационного анализа (ГИН РАН, Корнельский ун-т), рентгеновской флюоресценции (ГИН РАН, ИГЕМ РАН, ГЕОХИ РАН), пламенной фотометрии (ГЕОХИ РАН), ICP-MS (ГЕОХИ СО РАН), гамма-спектрометрии (ГЕОХИ РАН), количественного спектрального анализа (ГИН РАН).

Изотопный состав Sr исследовался на масс-спектрометрах Finnigan в ГИН РАН (В.С. Григорьев), ИГЕМ РАН (Д.З. Журавлев, В.Н. Голубев), ГЕОХИ РАН (С.Ф. Карпенко), в Центре коллективного пользования ИЗК СО РАН, ГЕОХИ СО РАН и БГИ СО РАН, г. Иркутск (С.И. Дриль) и ИГГД РАН (Б.В. Беляцкий). Сведения о изотопном составе Nd получены в ИГЕМ РАН (Д.З. Журавлев, В.Н. Голубев), ГЕОХИ РАН и ИГГД РАН (Б.В. Беляцкий), Rb – в ИГГД РАН (Б.В. Беляцкий).

Автор искренне признателен Ю.Н. Волынцу, Б.П. Золотареву, А.В. Колоскову, В.Б. Курносову и Н.И. Филатовой, советы которых оказали неоценимую помощь при написании монографии. В разное время автор пользовался поддержкой и плодотворно обсуждал многие аспекты работы с В.В. Акининым, Б.В. Беляцким, В.И. Виноградовым, Д.И. Головиным, В.С. Григорьевым, В.Н. Григорьевым, С.И. Дрилем, В.А. Ерошевым-Шак, Д.З. Журавлевым, В.С. Каменецким, Е.А. Константиновской, К.А. Крыловым, Д.И. Кудрявцевым, С.М. Ляпуновым, А.О. Мазаровичем, Е.Н. Меланхолиной, Б.Г. Поляком, В.А. Селиверстовым, С.Д. Соколовым, С.Ю. Соколовым, А.В. Федорчуком, Г.Б. Флеровым, А.Е. Шанцером, М.Н. Шапиро. Автор глубоко признателен всем перечисленным коллегам за поддержку, помощь, советы и критические замечания, которые помогли существенно улучшить содержание книги.

ГЛАВА 1

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ

Вулканизм внутриплитной геохимической специализации [Волынец, 1993], проявленный на континентальных окраинах и связанный как со структурами растяжения (грабенами, рифтами, бассейнами типа «пулл-апарт» и др.), так и с региональными сдвигами, представляет определенный интерес, поскольку размещается на территориях, которые традиционно связываются с режимом регионального сжатия. Однако вещественные характеристики этих вулканитов к настоящему времени изучены недостаточно. До сих пор отсутствует определенность в отношении геохимической типизации вулканических пород, причин их образования, состава источников, масштаба проявления данного типа вулканизма и его соотношений с собственно окраинно-континентальным, преимущественно известково-щелочным магматизмом.

Проблеме соотношения магматизма и рифтогенеза посвящено большое количество работ как по конкретным рифтовым структурам [Грачев, 1973; Грачев, 1987; Кононова и др., 1993; Континентальные рифты, 1981; Сахно, Чашин, 1999; Hart et al., 1989; Yagi et al., 2001 и др.], так и по общим вопросам проблемы [Грачев, Поляков, 1985; Леонов, 2001; Милановский, 1976; 1987; Continental rifts, 1995; White, McKenzie, 1995 и др.]. Основные принципы классификации рифтовых структур, их отличия от тафрогенных и лабигенных образований рассмотрены в ряде исследований [Леонов, 2001; Милановский, 1976; Ярмолук, Коваленко, 1991; Николаев, 1999; Фролова, 1999].

Известно [Хаин, Ломизе, 1995; Леонов, 2001 и др.], что заложение структур растяжения и, в частности рифтов, могло являться результатом либо подъема мантийного астенолита, вследствие чего происходит утонение и раскол коры с образованием рифтовых впадин (согласно модели активного рифтогенеза), либо (согласно пассивной модели) первопричиной считается боковое воздействие внешних сил на литосферную плиту, способную передать напряжения на большие расстояния, приводящие к образованию рифта и формированию астенолита. Практически во всех рифтогенных структурах установлены сдвиговые смещения. Со сдвиговых деформаций и структур «пулл-апарт» начинается образование многих рифтов. Наличие сдвиговой составляющей свидетельствует, по мнению Ю.Г. Леонова [2001], не о простом растяжении в горизонтальной плоскости ортогонально оси рифта, а об обстановке транспрессии.

Согласно Е.Е. Милановскому [1976; 1987], континентальные рифты разделяются на две группы: эпиплатформенные (эпикратонные) и эпиорогенные,

различающиеся как особенностями структурной позиции и строения, так и типом магматизма. Так, если для эпиплатформенных рифтов характерен бимодальный щелочной вулканизм, то эпиорогенный рифтогенез, по мнению Е.Е. Милановского, сопровождается известково-щелочным, сходным по многим характеристикам с вулканидами надсубдукционных областей. Однако с обоснованностью выделения второй группы трудно согласиться по ряду причин. Во-первых, выделяемые тектонотипы посторогенных рифтов по структурной позиции отвечают либо межгорным впадинам (Альтиплано [Barazangi, Isacks, 1976]), либо континентальным или окраинно-континентальным рифтам (провинция Бассейнов и Хребтов [McMillan et al., 2000]). Во-вторых, для известково-щелочных серий, крайне редко наблюдаемых в рифтогенной обстановке и, как правило, чаще представленных калиевыми ассоциациями [Федорчук, Филатова, 1993; Uto et al., 1994], реже – натриевыми [Федоров и др., 1993], характерны иные изотопно-геохимические характеристики, отличающие их от собственно надсубдукционных пород, а также практически полное отсутствие средних по кремнекислотности вулканитов.

Более обоснованной представляется систематика рифтогенных структур, предложенная В.В. Ярмолюком и В.И. Коваленко [1991]. Эти исследователи, выделяют три группы рифтов, связанных с различными структурами континентов.

1. Внутриконтинентальные рифты, расположенные в теле континентальных литосферных плит и не связанные с их деструктивными границами. К этой группе, отвечающей эпиплатформенным рифтам, по Е.Е. Милановскому, относятся Восточно-Африканские и Байкальский рифты.

2. Рифты зон континентальной коллизии. К этой группе отнесены рифты Альпийско-Гималайского пояса, рифты о-ва Пантеллерия и др. По мнению Н.В. Короновского, Л.И. Деминной, Д.А. Симонова и др. [Демина, Симонов, 1999; Короновский и др., 1999; 2003; Короновский, Демина, 1999], среди вулканогенных образований зон коллизии целесообразно выделение ассоциации коллизионно-рифтового типа, представленной, как правило, базальтами повышенной щелочности или относимыми к толеитовой серии, часто с проявлением бимодальности в распределении вулканитов.

3. Рифты на активных континентальных окраинах, связанные с деструктивными процессами на окраине литосферных плит, сформированных на предшествующих этапах субдукции. Эта группа, по мнению В.В. Ярмолюка и В.И. Коваленко, подразделяется на две обстановки реализации окраинно-континентального рифтогенеза – тыловую, соответствующую размещению рифтогенных структур во внешней части окраины, и осевую, образованную в пределах краевого пояса. Примером группы являются рифты Патагонии, Чилийских Анд, и провинции Бассейнов и Хребтов на западе США.

К последней группе, на наш взгляд, целесообразно относить также рифты, образованные на продолжении оси спрединга срединно-океанических хребтов (система рифтов Колима – Тепик-Закоалко, Западная Мексика) и на консолидированных блоках активной континентальной окраины (Западная Сардиния).

Вулканизм, связанный с зонами растяжения на континентальных окраинах, и является предметом нашего исследования на примере восточной окраины Азиатского континента.

Распространение зон растяжения в пределах восточной окраины Азии

На обширной территории восточной окраины Азиатского континента от Чукотки на севере до Малайского п-ва на юге протягивается система разновозрастных вулканических поясов. Наиболее мощной эпохой развития надсубдукционного магматизма в этом регионе была позднемезозойская, охватившая всю периферию Тихого океана и приведшая к формированию протяженного Катазиатского вулканоплутонического пояса. К началу кайнозоя геодинамическая обстановка в пределах континентального обрамления Тихого океана резко изменилась: вслед за смещением зон субдукции к океану, аккрецией разнообразных по геодинамическому типу террейнов, началом коллизионных процессов окраина Азиатского континента испытала режим растяжения с образованием систем сбросов, грабенов, содвиговых раздвигов, вплоть до окраинноморских бассейнов, и формированием многочисленных ареалов базальтоидов преимущественно внутриплитного геохимического типа.

Эта система, выделяемая как Восточно-Азиатский грабеновый пояс [Варнавский, Малышев, 1986] или рассматриваемая в качестве Западно-Тихоокеанского рифтового пояса [Милановский, Никишин, 1988], состоит из многочисленных разновозрастных и разнотипных зон растяжения, среди которых широко распространены рифтогенные структуры, такие как Кильчу-Менчхон и Пхохан в Корее, грабены Симане и Акита-Ямагата на южном обрамлении Японского моря, рифты Восточного Китая, а также сдвиговых зон, большая часть из которых представляет структуры типа «пул-апарт», охватывая полосу шириной от первых сотен до 1000 км. Границы грабенового пояса не полностью совпадают с границами Катазиатского надсубдукционного пояса, частично захватывая территорию как аккреционных комплексов на северо-востоке Азии и Приморье, так и параплатформ, например, Северо-Китайской или Янцзы, а также связанных с окраинно-континентальным рифтогенезом краевых морей, таких как Японское или Южно-Китайское.

В строении грабенового пояса можно выделить три основных сегмента, различающихся как геологическим строением, так и особенностями эволюции вулканизма (рис. 1.1), – северо-восточный, охватывающий Чукотку, Пенжинско-Анадырско-Корякскую область, Северное Приохотье и Берингоморский регион; восточный, включающий Приморье, Корейско-Японскоморский регион, Северо-восточный Китай; и юго-восточный, ограниченный краевыми частями Юго-восточного Китая, Индокитая и прилегающих к ним краевых морей.

Наиболее северные в пределах *северо-восточного сегмента* проявления постсубдукционного вулканизма, связанного с грабенами известны в составе палеогеновых медвежинского и тнеквээмского комплексов Восточной Чукотки и представлены вулканитами бимодальной толеитовой базальтриолитовой ассоциации [Тихоокеанская..., 1991]. На юго-западе Чукотского п-ова миоценовый щелочной вулканизм внутриплитной геохимической специализации (Энмеленская группа вулканов) напрямую не связан с процессами растяжения и приурочен к системе разломов северо-восточного простирания [Акинин, Апт, 1994].

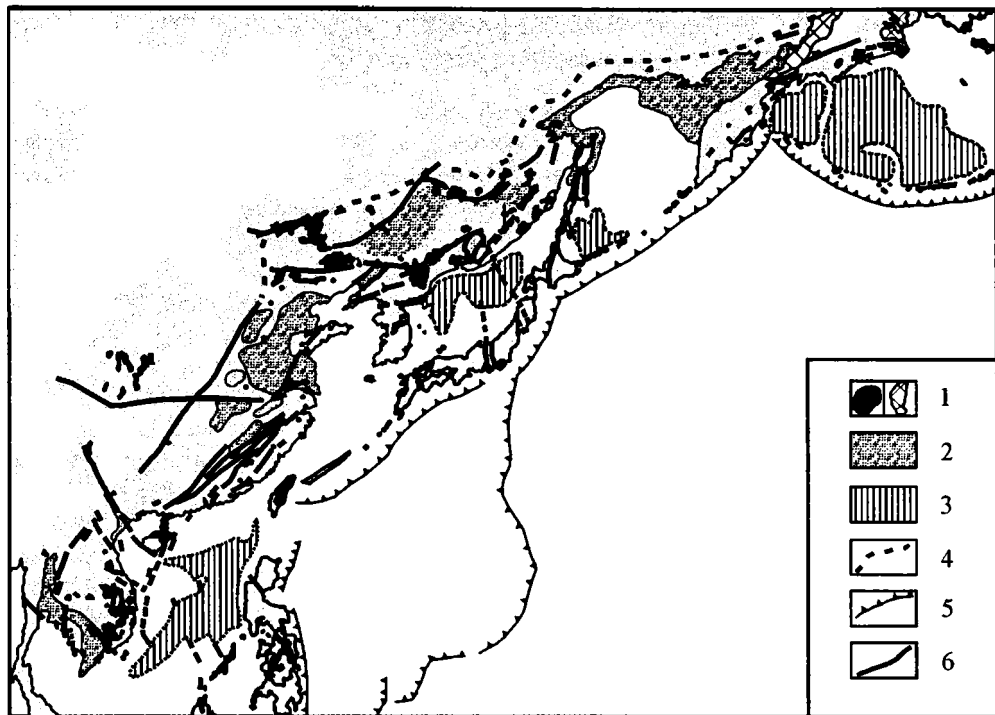


Рис. 1.1. Схема расположения вулканических ареалов кайнозойских пород внутриплитной геохимической специализации в пределах восточной окраины Азии

1 – ареалы распространения вулканитов внутриплитной геохимической специализации; 2 – кайнозойские впадины, депрессии; 3 – глубоководные котловины краевых морей; 4 – западная граница Восточно-Азиатского грабенового пояса [Варнавский, Малышев, 1986, с изменениями]; 5 – глубоководные желоба; 6 – тектонические нарушения

Южнее, в пределах Корякского нагорья и Верхоянско-Чукотской области выделяются две системы грабенов – Пенжинско-Анадырско-Корякская и Приохотская [Филатова, Федоров, 2001a]. Для первой характерно восток-северо-восточное простираие грабенов, тогда как для второй – преимущественно северо-восточное. В Приохотской части в раннем кайнозое в акватории Охотского моря и прилегающей части континента заложился ряд рифтогенных впадин [Харахинов, 1998; Богданов, Добрецов, 2002]: Шантарская, Пягинская и Шелиховская.

Следующая ветвь грабенов, сопровождаемая позднекайнозойскими покровами, шлаковыми конусами и щитовыми вулканами, протягивается от Северной Камчатки (Вывенско-Валоваямская вулканическая зона) через Центральную Камчатку (пролив Литке и Центрально-Камчатская депрессия), смыкаясь на юге со структурами Курильской котловины.

Северным ограничением *восточного сегмента* Азиатской окраины служат структуры Западного Приохотья и Шантарских островов, являющиеся продолжением Монголо-Охотской шовной зоны [Варнавский, Малышев, 1986]. В среднем и нижнем Приамурье выделяется система раннекайнозойских гра-

бенов, названная Амуро-Охотской рифтогенной системой [Красный, 1980], выполненных терригенными и угленосными отложениями, сопровождаемые излияниями базальтов. На Сихотэ-Алине кайнозойские вулканиды также приурочены к структурам растяжения, выполняя, по данным Ю.А. Мартынова [1999б], вулканические депрессии.

В пределах п-ова Корея вулканиды приурочены к зонам разломов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки, располагаясь в узких впадинах типа «пулл-апарт», реже в грабенах, или образуют вдоль разломов лавовые плато [Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2002].

Восточно-Китайская рифтовая система, с конца палеоцена наложенная на обширный участок Северо-Китайской параплатформы, образована системами многочисленных грабенов преимущественно северо-северо-восточного простирания, расположенных как в континентальной части, так и в пределах дна Желтого моря и залива Бохай [Zhao, 1990].

Следующей структурой, образование которой связано с процессами окраинно-континентального растяжения, являются океанические впадины Японского моря и приморской части о-вов Хонсю и Кюсю. По механизму образования Японское море представляет бассейн типа «пулл-апарт», являющийся одной из разновидностей категории окраинноморских бассейнов [Lallemand et al., 1985].

Юго-восточный сегмент Азиатской окраины с севера отделяется зоной Иньшаньского глубинного разлома. В пределах юго-восточной части Китая рифтогенные впадины в основном локализованы в провинции Жуандон, а также вдоль субширотных сдвигов и грабенов.

На территории Вьетнама кайнозойские вулканические ареалы в основном локализованы в зонах растяжения, приуроченных к разломам [Гатинский, 1980] северо-западной ориентировки (параллельные системе Красной реки), усложненных более молодыми правосторонними сдвигами север-северо-западного простирания. В Таиланде, в сопряженных с Восточно-Азиатской континентальной окраиной структурах, проявления вулканизма приурочены к Шан-Тайской разломной зоне и к Центрально-Тайскому грабену [Mukasa et al., 1996].

В восточной части сегмента, в пределах глубоководной впадины Южно-Китайского моря, предполагаются [Ke Ru, Pigott, 1986] разновозрастные зоны спрединга: поздний палеоцен-эоценового в восточной части котловины, и позднемiocенового – в северной. В северо-западной части Южно-Китайского моря в пределах шельфа выделяется [Милановский, Никишин, 1988] система рифтовых впадин северо-восточного простирания, ограниченная сдвигом Красной реки.

В юго-восточной части Восточно-Китайского моря, западнее дуги Рюкю, простирается трог Окинава, образованный также за счет растяжения континентальной коры.

Подводя итог, необходимо отметить следующее.

1. Восточно-Азиатский грабеновый пояс, отличаясь сложным неоднородным строением, формировался на гетерогенном основании, включавшем как аккреционные комплексы Северо-востока Азии и Приморья, так и комплексы Катазиатского вулкано-плутонического пояса и образования платформ.

2. Проявления вулканизма внутриплитной геохимической специализации на восточной окраине Азии приурочены в большей степени к структурам растяжения (грабенам, сбросам, системам сдвига-раздвигов типа «пулл-апарт»).

3. Заложение структур растяжения (грабенов) происходило в различных сегментах и блоках в разное время [Варнавский, Малышев, 1986]. На северо-востоке – или на рубеже позднего мела–палеоцена, или в раннем палеогене, в Приморье – среднем эоцене–олигоцене, в Корее, Индокитае – в олигоцене–раннем миоцене. Начальным импульсом для образования грабенов и сдвиговых деформаций могло послужить действие удаленных сил [Леонов, 2001 и др.]. Для северо-восточной окраины Азии – это аккреция островодужных, офиолитовых, окраинно-морских, турбидитовых террейнов, а также террейнов океанической коры и аккреционных призм, происходившая в режиме «косого» столкновения, что привело к реактивации древних разломов, тотальному проявлению сдвиговых деформаций и, в конечном счете, формированию бассейнов типа «пулл-апарт» и грабенов.

На востоке и юго-востоке Азиатского континента коллизия Индийской плиты с Евразийской в эоцене, по данным П. Таппоньера и др. [Tapponnier et al., 1986] привела к формированию систем сдвигов, сочетающихся со сбросами, вдоль которых были сформированы грабены и рифты.

Систематика вулканических пород

Вулканизм является важным индикатором эволюции литосферы и существующих в ней различных геодинамических обстановок, и поэтому геохимическая типизация магматических пород представляет собой одну из главных задач при изучении геологического строения регионов.

Понятие *петрохимическая серия* в геохимической систематике имеет особое значение. Согласно О.А. Богатинову с коллегами [Эволюция..., 1987] и О.Н. Волинцу [1993], под сериями понимаются естественные ассоциации магматических горных пород, обладающие общими петрохимическими признаками и занимающие на классификационных геохимических диаграммах вполне определенное положение, характеризующее тот или иной тип геодинамической обстановки. Это определение близко понятию формационного типа по Ю.А. Кузнецову [1964], но не содержит признаков генетического родства, рассматривая лишь абстрактные сообщества пород.

В соответствии с принятой Петрографическим комитетом РАН систематикой [Классификация..., 1981], в настоящей работе разделение петрохимических серий на ряды нормальной и повышенной щелочности проводилось по общему содержанию щелочей, согласно уравнению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,3694 \cdot \text{SiO}_2$ (при $\text{SiO}_2 < 67\%$) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,9205 \cdot \text{SiO}_2$ (при $\text{SiO}_2 > 67\%$). Породы нормальной щелочности по соотношению $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 0,1562\text{SiO}_2 - 6,685$ разделены на толеитовую и известково-щелочную серии (критерий А.Миширо). Разделение субщелочной и щелочной серий проводилось по отсутствию (в первых) и присутствию (во вторых) модалных фельдшпатоидов. Дальнейшее разделение осуществлялось по величине $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ на натриевые, калиево-натриевые и калиевые серии.

Среди толеитов по нормативному составу выделяются оливиновые (*Ol*), кварцевые (*Qtz*) и гиперстенные (*Hyp*) разновидности; щелочные базальтоиды по содержанию нормативного нефелина подразделяются на щелочные оливиновые базальты ($Ne = 0-5\%$), базаниты ($Ne = 5-10\%$) и тефриты ($Ne > 15\%$).

Такое разделение, выполненное на петрохимической основе, достаточно для выделения традиционных и важных в петрологическом отношении *абстрактных* [Эволюция..., 1987] петрохимических серий. Вместе с тем, выделение петрохимических серий имеет не только формальное значение, но и является важным инструментом для выделения породных ассоциаций, присущих той или иной геодинамической обстановке. Методически это, как правило, осуществляется с использованием данных по распределению редких, особенно некогерентных элементов – высокозарядных (HFSE), крупноионных (LILE) и редкоземельных (REE) элементов, а также на основе их межэлементных отношений. Подобный подход позволяет выделить ассоциации вулканических пород, присущие основным геодинамическим обстановкам, – внутриплитным, синколлизийным, срединно-океанических хребтов, островных дуг и активных континентальных окраин.

ГЛАВА 2

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЗОН РАСТЯЖЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

На северо-восточной окраине Азии выделяются три основные фазы растяжения: маастрихт-раннеэоценовая, неогеновая и раннеплейстоценовая [Нижний палеоген..., 1997; Объяснительная записка..., 2000; Федоров, Филатова, 1999; Филатова, 1987; 1988 и др.], разделенные либо формированием окраинно-континентальных вулканических поясов (Западнокамчатско-Корякского и Олюторского), либо фазами регионального сжатия. Процессы растяжения, приведшие к образованию систем сбросов, грабенов и сдвигов, способствовали формированию лавовых покровов и отдельных вулканических построек базальтоидов с внутриплитными свойствами в сочетании с терригенными грабеновыми фациями. Необходимо отметить, что в пределах Камчатской складчатой области и смежной с ней Олюторской проявления внутриплитного вулканизма часто синхронны с накоплением надсубдукционных вулканических комплексов. Напротив, в центральной и юго-восточной частях окраины Азиатского континента, как показано ниже, начиная с раннего кайнозоя, вулканизм не был связан с субдукционными процессами.

Терригенные и магматические комплексы маастрихт-раннеэоценового возраста размещаются либо в системах грабенов, пересекающих разнообразные в генетическом и возрастном отношениях структуры Охотско-Чукотского пояса, южной части Сибирского кратона, Верхояно-Чукотской тектонической области, а также аккреционного складчатого пояса Корякского нагорья, либо приурочены к региональным разломам.

Установлены две системы маастрихт-эоценовых грабенов – Приохотская и Пенжинско-Анадырско-Корякская (рис. 2.1) [Филатова, Федоров, 2001a]. Первая из них протягивается вдоль северного побережья Охотского моря, от Удской губы до Пенжинской губы и далее на восток в Восточно-Чукотский регион. Общая ее протяженность составляет многие сотни км, а ширина на континенте достигает 100 км. Однако, учитывая результаты сейсмографических работ [Харахинов, 2000] и данные по Магаданской параметрической скважине [Нижний палеоген..., 1997], можно предположить, что эта система грабенов захватывает и широкую полосу северного шельфа Охотского моря. Простираение Приохотской системы грабенов, как и ограничивающих их сбросов, меняется с северо-восточного на западе территории через субширотное на Примагаданском участке и вновь на северо-восточное на востоке. Приохотская система включает субпараллельные, нередко кулисообразно расположенные грабены шириной обычно 10–20, реже 50 и более км, которые разделены горстообразными поднятиями. Сбросы служат не только

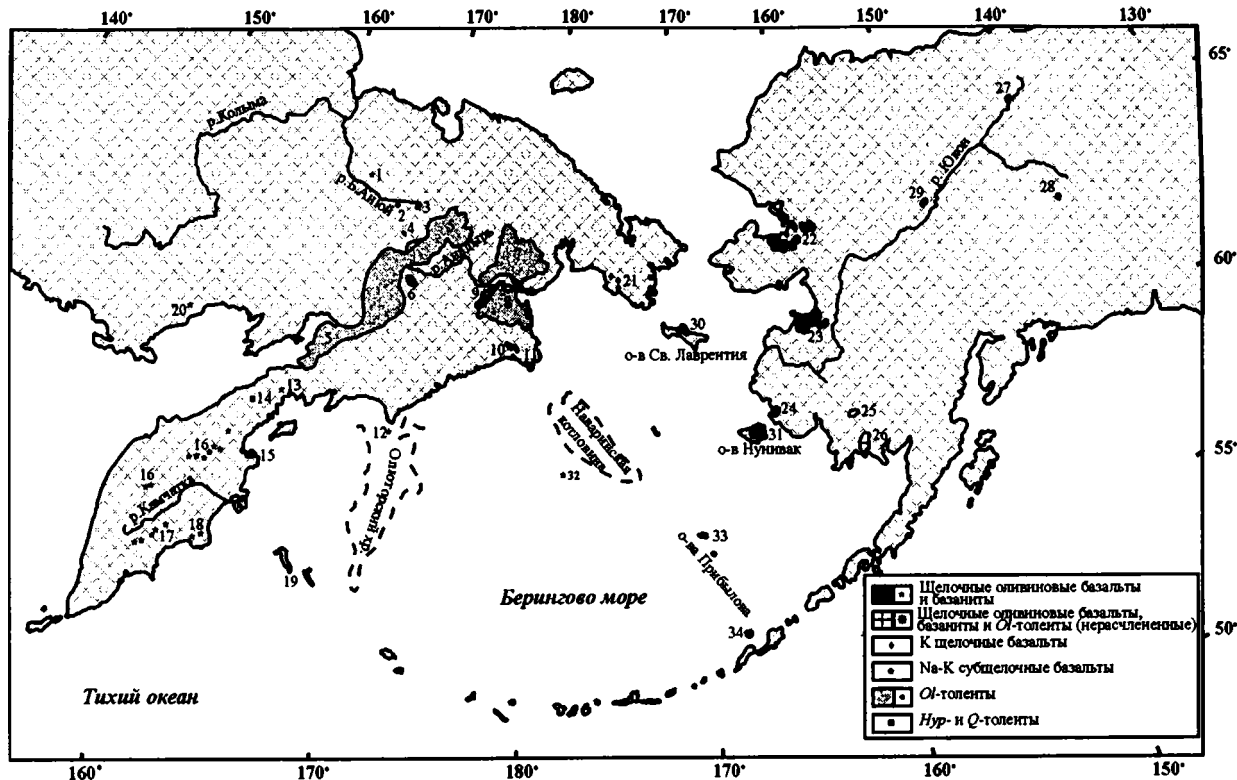


Рис. 2.1. Схема размещения кайнозойских вулканических комплексов внутриплитной геохимической специализации

1 – Анюйский вулкан; 2 – Алучинские вулканы; 3 – вулкан Билибина; 4 – Пеледон; 5 – Пенжинско-Анадырская группа ареалов; 6 – Русские горы; 7 – Танюер-Канчаланская группа ареалов; 8 – Анадырская впадина; 9 – Рарыткин горы; 10 – Каканат-Вилькемвеемская группа ареалов; 11 – мыс Наварин; 12 – хребет Ширшова; 13 – Валаовая; 14–18 – группы вулканических ареалов: 14 – Леволесновская, 15 – Озерновская, 16 – Срединного хребта Камчатки, 17 – Валагинская, 18 – Кроноцкая; 19 – Командорские о-ва; 20 – Вилюгинский ареал; 21 – Эмшеленская группа вулканов; 22 – оз.Имурук; 22а – горы Девил; 23 – Сант-Майкл; 24 – Инджакслагвэт; 25 – горы Флет Топ; 26 – Тогияк; 27 – Поркьюпайн-Блэк; 28 – Приндл вулкан; 29 – горы Рей; 30 – Кукулигит; 31 – о-в Нунивак; 32 – южный склон Наваринской котловины; 33 – о-ва Прибылова; 34 – о-в Богослов

ограничениями грабенов, но нередко участвуют и во внутреннем строении, обуславливая их ступенчатый поперечный профиль. Вторая система впадин-грабенов – Пенжинско-Анадырско-Корякская – имеет восток-северо-восточное простирание, нарушая структуры северной периферии Северо-Корякского сегмента среднемелового аккреционного орогенического пояса [Агапитов и др., 1976; Филатова, 1988 и др.].

Разрез образований, заполняющих маастрихт-эоценовые грабены, начинается обычно с грабеновых терригенных фаций (мощностью около 100–150 м): чередующихся конгломератов, гравелитов, песчаников, нередко с многочисленными прослоями углей и обильными остатками ископаемой флоры. Верхняя часть разреза представлена слабо дифференцированными базальтоидами повышенной щелочности (на долю андезитов приходится не больше 10% объема). На отдельных участках базальтоиды дополняются дацитами и риолитами, составляя в совокупности контрастную ассоциацию. Базальтоидам комагматичны интрузии монцонитов и габбро. Максимальная мощность вулканогенного разреза редко превышает 1000 м, чаще она колеблется в пределах 300–600 м. Возраст всех этих заполняющих грабены образований, согласно палеоботаническим данным и К-Аг-датировкам, охватывает интервал маастрихт–начало среднего эоцена [Ахметьев и др., 1989]. Базальтоиды образуют вдоль магмоподводящих сбросов и сдвигов обширные лавовые плато, которые не только заполняют грабены, но нередко занимают и водораздельные части соседних горстов. Эти плато сложены многочисленными, субгоризонтально залегающими потоками базальтоидов, обусловленными трещинными излияниями. Центры таких излияний маркируются цепочками моногенных шлаковых конусов. Реже базальтоиды слагают обширные щитовые вулканы.

Грабены конца мела–начала палеогена установлены по сейсмическим данным и у западного побережья п-ова Камчатка, а также в пределах самого полуострова [Нижний палеоген..., 1997], маркируемые проявлениями шошонитового и калиевого базальтового вулканизма [Флеров, Колосков, 1976; Флеров и др., 2001]. Таким образом, на рассматриваемом этапе деструкции южного края Евразийского континента началось опускание крупных блоков земной коры; развитие этой тенденции во времени привело в конце среднего эоцена к началу обширной морской трансгрессии в пределах Охотоморского и смежных регионов [Нижний палеоген..., 1997].

Магматические комплексы внутриплитной геохимической специализации миоценового–четвертичного возраста в Корякском нагорье распространены ограничено, слагая отдельные разобщенные поля [Федоров и др., 1993, Филатова, Дагис, 1990]. В северном Приохотье и на востоке Чукотки они известны среди терригенных отложений, образующих в совокупности полосы, протягивающиеся по побережью Охотского моря, ширина которых достигает 80 км [Объяснительная записка..., 2000]. Пространственное распределение как отдельных полей миоценовых–четвертичных терригенных отложений, так и полос в целом, также контролируется сбросами, обособляющими системы грабенов и горстов заложившихся на рубеже мела–палеогена.

Позднекайнозойские вулканы, связанные с зонами растяжения, прослеживаются и вдоль континентальной окраины Берингова моря. Вместе с тем, широкое развитие надсубдукционного вулканизма в этом районе и, в частно-

сти, в обрамлении Командорской впадины, создает определенное своеобразие состава внутриплитных вулканитов.

Кайнозойский вулканизм на Восточной Чукотке и в Северном Приохотье

На востоке Чукотского п-ва проявления кайнозойского вулканизма известны в составе медвежинского, нунлигранского и тнеквээмского комплексов раннепалеогенового возраста, где образуют как бимодальную базальт-риолитовую серию с резким преобладанием высокоглиноземистых (17,4–18,5% Al_2O_3) умереннотитанистых (1,5–1,7% TiO_2) толеитов [Тихоокеанская..., 1991], так и дифференцированную трахибазальт-трахидацит-комендит-щелочногранитную ассоциацию, сходную по химическому составу с проявлениями внутриплитного магматизма [Полин и др., 2005].

В юго-восточной части полуострова (р. Эмелен и р. Мелитвеем) вулканизм приурочен к разрывным нарушениям северо-восточного простирания [Рабкин, 1954; Белов и др., 1984; Акинин, Апт, 1994]. Вулканиты слагают небольшие вулканические постройки центрального типа с потоками, некки и изолированные дайки. Возраст по палинологическим и К-Аг данным оценен как поздний миоцен–ранний плиоцен (3,9–10,7 млн лет для Эмеленского ареала и 6,5–10,0 млн лет для Мелитвеемского) [Акинин и др., 1988; Акинин, Апт, 1994].

Основной объем вулканитов, по данным В.В. Акинина и Ю.Е. Апт [Акинин и др., 1988; Акинин, Апт, 1994; Акинин и др., 1997; Апт и др., 1998], относится к ультраосновным-основным фойдитам. К этому семейству принадлежат оливиновые меланефелиниты Мелитвеемского вулкана, лейцитсодержащие оливиновые меланефелиниты и гиаломеланефелиниты Эмеленской группы вулканов, содержащие ксенолиты ультрамафитов; в подчиненном количестве присутствуют оливиновые тефриты и базаниты, слагающие небольшие лавовые потоки и шлаковые постройки.

Фойдиты содержат фенокристы оливина (Fo_{75-89}); в отдельных образцах отмечаются также фенокристы титанистого диопсида. Основная масса пород сложена титанистым диопсидом ($\text{En}_{39,8}\text{Wo}_{49,1}\text{Fs}_{11,1}$; $\text{TiO}_2=1,2-5,2\%$), титаномагнетитом, ильменитом, нефелином, лейцитом, калиевыми анортоклазом и андезином, вулканическим стеклом; отмечаются кристаллы апатита и чешуйки флогопита. В оливиновых тефритах и базанитах присутствуют фенокристы плагиоклаза, ассоциирующего с оливином и клинопироксеном, а также увеличивается содержание в основной массе плагиоклаза (An_{42-60}). Структура основной массы микропорфировая, микролитовая и микропойкилитовая, а в гиаломеланефелинитах, где объем вулканического стекла достигает 70%, – гиалиновая.

Все базальтоиды *Ne*-нормативные, щелочные (табл. 2.1). Они сильно недосыщены кремнеземом ($\text{SiO}_2=38,7-44,2\%$), характеризуются высокими содержаниями титана ($\text{TiO}_2=2,6-5\%$), магния и калия (2,3–4% K_2O при $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,8-2,1$). Базальтоиды обогащены некогерентными элементами и спектр их распределения на спайдерграмме, построенной по нормированным к примитивной мантии значениям, близок базанитам и нефелинитам океанических островов (рис. 2.2). Распределение REE сильно фракционированное

Таблица 2.1. Представительные анализы базальтоидов Северного Приохотья (обр. 1) и Восточной Чукотки (обр. 126)

Комп.	126	1	Комп.	126	1	Комп.	126	1
SiO ₂	42,03	41,74	Rb	44	33	Sm	7,0	11,3
TiO ₂	3,10	2,50	Ba	684	478	Eu	2,2	3,3
Al ₂ O ₃	11,30	12,22	Sr	689	1340	Gd	-	10,2
Fe ₂ O ₃	3,69	7,48	Nb	63,0	99	Tb	0,97	-
FeO	8,05	4,79	Hf	-	7,8	Dy	-	6,3
MnO	0,15	0,20	Zr	194	330	Yb	1,3	2,4
MgO	14,31	11,80	Y	13	23	Lu	0,19	-
CaO	8,90	9,36	La	69,17	65			
Na ₂ O	3,21	4,65	Ce	70	119			
K ₂ O	2,58	2,73	Nd	36	54			
P ₂ O ₅	0,63	1,56						
Сумма	97,95	99,03						

Примечание. Образцы: 1 – базанит [Захаров, Иванов, 1995], 126 – лейцит-оливиновый меланефелинит [Апт и др., 1998]; прочерк (здесь и далее) – компонент не обнаружен.

[Акинин и др., 1997], со значительным обогащением цериевыми лантаноидами ($La_n/Sm_n=6$; $La_n/Yb_n=35$) (рис. 2.2). Изотопный состав стронция и неодима умеренно деплетирован, с отношениями на уровне перекрытия значений N-MORB и OIB ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7031080-0,7032970$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,5129980-0,5130410$; $\epsilon Nd=7,3-7,9$) (рис. 2.3) при низких изотопных отношениях свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb=18,32-18,43$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,474-15,509$; $^{208}Pb/^{204}Pb=38,03-38,19$; $\Delta 8/4Pb=23-29$) (рис. 2.4) [Апт и др., 1998].

Ксенолиты из меланефелинитов р. Энмелен представлены [Акинин, Апт, 1994, Апт и др., 1998]:

- шпинелевыми лерцолитами (80–90% от общего количества включений), образованными орто- ($En_{0,78-1,1}Wo_{88,6-91,0}Fs_{8,5-9,9}$) и клинопироксенами ($En_{47,0-51,1}Wo_{45,0}Fs_{8,5-9,9}$), оливинами ($Fo_{89,5-91,2}$), зернами магнезиального пикотита. В интерстициях и вдоль трещин наблюдается агрегат мелких необластов оливина (Fo_{88-89}) и лейцитовое стекло. Шпинелевые лерцолиты обогащены легкими REE ($La_n/Sm_n=4,1-6,8$; $La_n/Yb_n=4,4-7,4$);

- пироксенитами, среди которых выделяются пегматоидные пироксениты ($En_{49}Wo_{45}Fs_6+En_{87,5}Wo_{1,5}Fs_{11}$ +магнезиальный пикотит; $La_n/Sm_n=0,7$; $La_n/Yb_n=1,3$), шпинелевые вебстериты ($En_{79}Wo_{0,9}Fs_{20}+En_{42,1-42,7}Wo_{47,0-48,2}Fs_{9,1-10,5}$ +герцинит; $La_n/Sm_n=1,0$; $La_n/Yb_n=1,9$), гранатовые клинопироксениты;

- шпинелевыми гарцбургитами, габброидами ($La_n/Sm_n=1,1$; $La_n/Yb_n=2,6$), мегакристаллами клинопироксенов, ортопироксенов, ильменита, оливина и биотита.

Изотопный состав Sr и Nd [Апт и др., 1998] шпинелевых лерцолитов соответствует MORB-подобному мантийному источнику ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7022640-0,702824$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,5129070-0,5132280$), тогда как среди пироксенитов выявляются образцы имеющие как деплетированные ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7026-0,7028$;

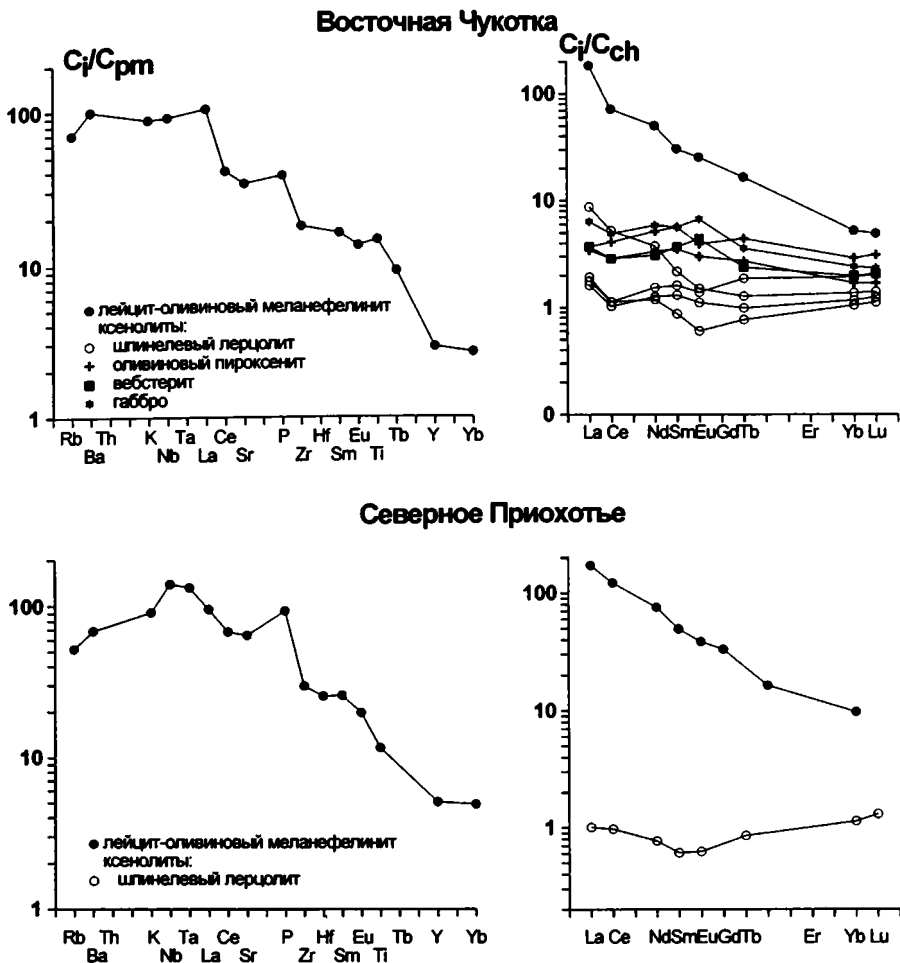


Рис. 2.2. Распределение редких и редкоземельных элементов в базальтоидах Восточной Чукотки и Северного Приохотья [Акинин, Апт, 1994; Акинин и др., 1997; Апт и др., 1998; Захаров, Иванов, 1995]. Здесь и далее редкие элементы нормированы по примитивной мантии (pm) [Sun, McDonough, 1989], редкоземельные – по хондриту [Pallister, Knight, 1981]

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513065\text{--}0,513101$), так и обогащенные ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70414\text{--}0,70423$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512821\text{--}0,512863$) мантийные характеристики.

В северном Приохотье кайнозойские вулканиты известны в верховьях р. Алики (приток р. Вилига), где располагаются в Балыгычано-Сугойском грабене и приурочены к Угуланскому разлому [Ичетовкин и др., 1970; Захаров, Иванов, 1995; Акинин и др., 1997]. Вулканиты образуют небольшие субвулканические тела и лавовые потоки и представлены лейцит-оливиновыми меланефелинитами, содержащими ксенолиты глубинных пород. Возраст пород Вилигинского ареала, по данным К-Аг датирования, – средний–поздний миоцен (10,7–13,2 млн лет [Акинин и др., 1997].

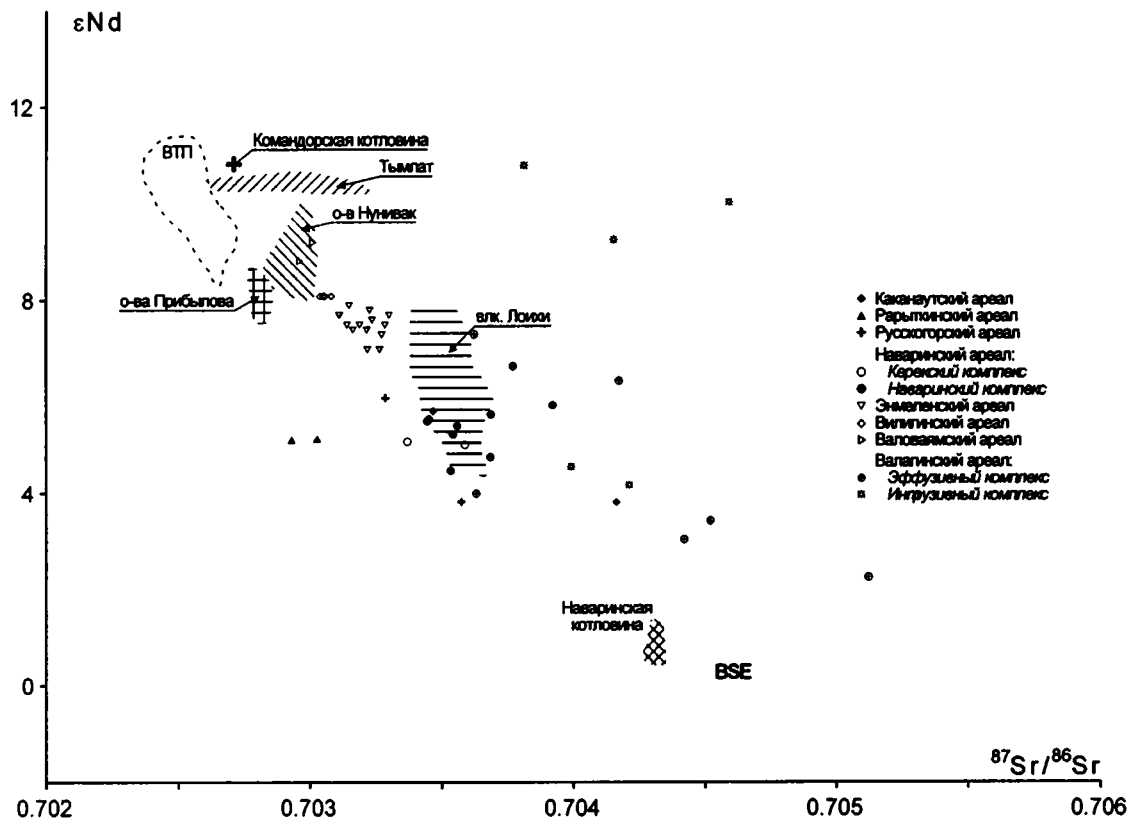


Рис. 2.3. $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ соотношения в кайнозойских вулканических породах внутриплитной геохимической специализации северо-восточной Азии и Берингоморского региона

Использованы данные: Северное Приохотье и Восточная Чукотка [Апт и др., 1998], Наваринская котловина [Davis et al., 1993], Камчатка [Волынец и др., 1997; Кереzhinskas et al., 1997 и др.], Берингово море [Yogodzinski et al., 1995; Kay et al., 1978; Roden et al., 1995; Moll-Stalcup, 1995 и др.], Восточно-Тихоокеанское поднятие [Castillo et al., 2000], вулкан Лоихи [Frey, Clague, 1983; Garcia et al., 1993 и др.]

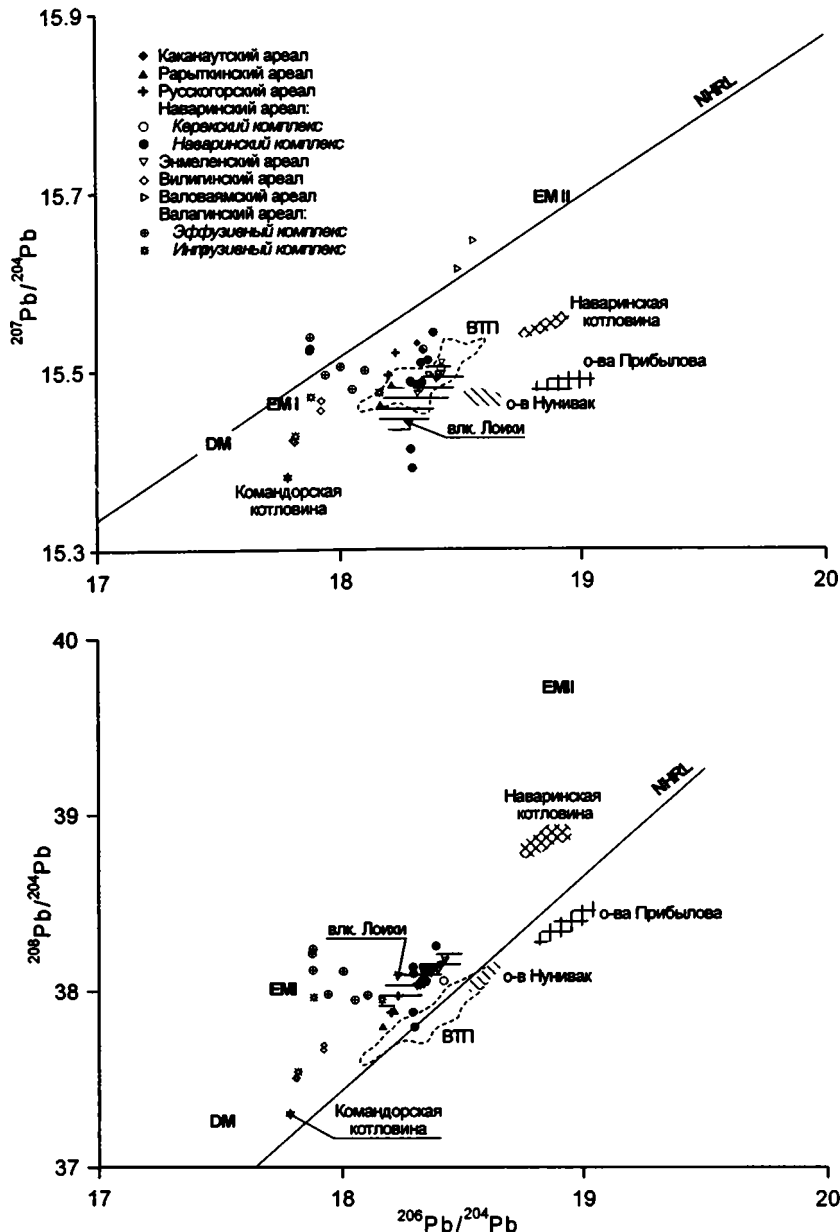


Рис. 2.4. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения в кайнозойских вулканических породах внутриплитной геохимической специализации Северо-Востока Азии и Берингоморского региона.

Использованы данные: Северное Приохотье и Восточная Чукотка [Апт и др., 1998], Наваринская котловина [Davis et al., 1987], Камчатка [Волынец и др., 1997; Кеpezhinskas et al., 1997 и др.], Берингово море [Yogodzinski et al., 1995; Kay et al., 1978; Von Drach et al., 1986; Roden et al., 1995; Moll-Stalcup, 1995 и др.], Восточно-Тихоокеанское поднятие [Castillo et al., 2000], вулкан Лоиси [Frey, Clague, 1983; Garcia et al., 1993 и др.].

Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

Вулканиды содержат вкрапленники оливина (Fo_{79-80}) и клинопироксена ($\text{En}_{34}\text{Wo}_{48}\text{Fs}_{18}$); основная масса породы сложена плагиоклазом и продуктами разложения нефелина и лейцита [Захаров, Иванов, 1995].

По химическому составу (табл. 2.1) базальтоиды *Ne*-нормативные, щелочные. Поведение несовместимых элементов (рис. 2.2) в меланефелинитах близко к таковому в аналогичных породах Энмеленской группы вулканов, отличаясь более высокими концентрациями Ta и Nb и менее фракционированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,5$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=17,8$) (рис. 2.2). Изотопный состав Sr, Nd и Pb базальтоидов Вилигинского ареала более деплетирован ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703036-0,703079$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513052-0,513054$; $\epsilon\text{Nd}=8,1$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,907-17,925$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,42-15,47$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,505-37,693$; $\Delta 8/4\text{Pb}=34-40$) [Апт и др., 1998].

Основной объем ксенолитов в меланефелинитах Вилигинского ареала представлен шпинелевыми лерцолитами ($\text{Fo}_{89}+\text{En}_{49}\text{Wo}_{44}\text{Fs}_7+\text{En}_{87}\text{Wo}_2\text{Fs}_{11}+$ хромистая шпинель), отличающимися слабым обогащением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,9$) [Захаров, Иванов, 1995], шпинелевыми и гранатовыми пироксенитами и габброидами.

Кайнозойский вулканизм в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе

В Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе выделены три разновозрастных комплекса базальтоидов, образование которых не связано с процессами субдукции: маастрихт-среднеэоценовый, миоценовый и раннеплейстоценовый [Федоров, Филатова, 1999]. Особенностью тектонической позиции этих комплексов является их приуроченность к протяженным разломам, большая часть которых представлена сбросами, а меньшая – сдвигами (рис. 2.5). Преобладающее направление разломов – северо-восточное, что и предопределило соответствующую ориентировку ареалов базальтоидов. В восточной части рассматриваемого региона это направление сочетается с северо-западным планом размещения ареалов. Для базальтоидов характерны две структурные обстановки: они слагают узкие протяженные грабены либо образуют горные плато вдоль разрывных нарушений. Формирование комплексов связано с излияниями лав трещинного типа при ограниченном масштабе эксплозий [Филатова, 1988]. Ареалы распространения потоков базальтоидов обычно включают многочисленные неки и шлаковые конуса, цепочками протягивающиеся вдоль разломов.

Маастрихт-среднеэоценовый комплекс. Маастрихт-среднеэоценовые базальтоиды занимают обширную площадь в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе (рис. 2.1), характеризуясь значительной латеральной неоднородностью химического состава. Два наиболее приближенных к Берингову морю ареала – Какангутский и Велькемвеемский, – приурочены к разломам соответственно северо-восточной и северо-западной ориентировки (рис. 2.1). Вулканиды рассматриваются в составе какангутской свиты [Дундо и др., 1974] или формации [Григорьев и др., 1984], мощностью до 650–700 м, и отнесены к датско-палеоэоценовому возрастному интервалу [Дундо и др., 1974; Григорьев и др., 1984].

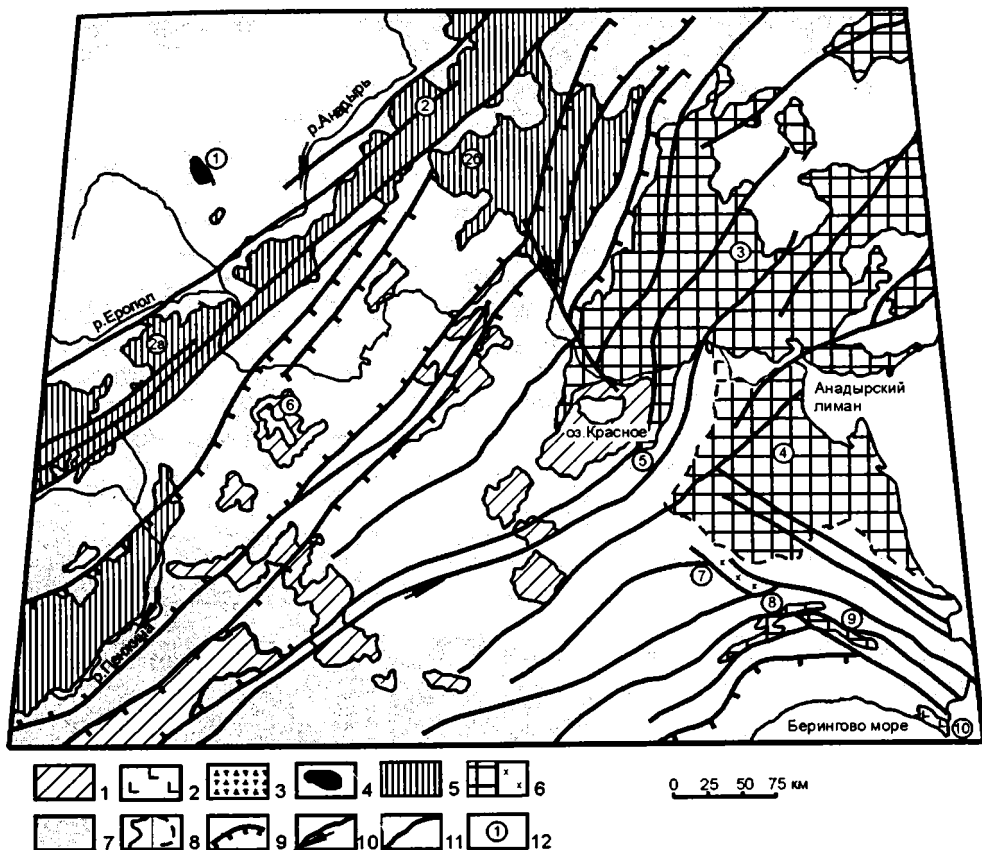


Рис. 2.5. Схема размещения маастрихт-кайнозойских вулканогенных образований Пенжинско-Анадырско-Корякского региона [Федоров, Филатова, 1998]

1 – ареалы известково-щелочных вулканитов позднеэоценового-олигоценевого западного Камчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса; 2–6 – маастрихт-кайнозойские комплексы базальтоидов зон растяжения: 2 – миоценовые базальты субщелочной серии и нижнечетвертичные базальтоиды щелочной серии нерасчлененные, 3 – предположительно миоценовые базальтоиды переходной к субщелочной серии; 4–6 – маастрихт-среднеэоценовые базальтоиды, принадлежащие магматическим сериям: 4 – щелочной, 5 – щелочной и толеитовой, нерасчлененным, 6 – толеитовой (а – ареалы, б – рои даек); 7 – палеозойско-мезозойские терригенно-вулканогенные и терригенные образования нерасчлененные; 8 – стратиграфические границы (а – установленные, б – предполагаемые); 9 – сбросы; 10 – сдвиги; 11 – разрывные нарушения с неустановленным характером перемещения; 12 – номера ареалов на схеме: 1 – Пеледонский, 2 – Пенжинско-Анадырская группа (2а – Евдырвеемский, 2б – Чинейвеемский), 3 – Канчалан-Танюерский, 4 – Анадырской впадины (с учетом данных бурения), 5 – Рарьгинский, 6 – Русскогорский, 7 – Кэнкэрэнский, 8 – Какангутский, 9 – Велькемвеемский, 10 – Наваринский

Какангутские отложения отличаются сильной фациальной изменчивостью и невыдержанностью мощности, но в целом для формации характерно трехчленное строение: снизу вверх выделяются вулканомиктовая терригенная, туфо-гиалокластитовая и лавовая пачки [Григорьев и др., 1984]. Потоки лав характеризуются массивной, реже брекчированной текстурой. Мощность ла-

вой части разреза колеблется от 100 до 250–300 м. Наряду с потоками лав в строении формации принимают участие субвулканические тела и дайки, секущие подстилающие верхнемеловые отложения.

Вулканыты Каканаутского и Вилькемвеемского ареалов дифференцированы от пикритобазальтов до андезитобазальтов. Обычны порфировые и афировые разности. Вкрапленники представлены плагиоклазом (Ap_{65-45}), авгитом ($En_{43-44}Wo_{37-38}Fs_{18-21}$), редко оливинами (табл. 2.2, рис. 2.6). Клинопироксены часто образуют гломеропорфировые сростки с плагиоклазами и титаномagneтитами. В отдельных дайках долеритов встречаются крупные (до 15–20 мм) кристаллы амфибола, содержащие до 5,2% TiO_2 . В основной массе породы наряду с лейстами и зернами плагиоклаза и клинопироксена присутствует магнетит. Структура основной массы интерсертальная, гломеропорфировая и микродолеритовая. Все породы формации в различной степени затронуты процессами вторичных преобразований, но в наименее измененных породах отмечается лишь хлоритизация вулканического стекла.

Таблица 2.2. Состав минералов из базальтов Каканаутского ареала

Компонент	№ анализа						
	1ц	2к	3	4	5ц	6ц	7к
SiO ₂	51,36	57,69	51,76	52,61	41,06	41,20	40,86
TiO ₂	0,09	0,07	1,09	0,99	5,15	5,08	5,16
Al ₂ O ₃	29,14	25,46	2,56	2,32	14,92	14,59	15,03
FeO	0,95	0,62	11,20	11,34	14,51	14,77	14,57
MnO	0,04	0,03	0,43	0,45	0,23	0,13	0,23
MgO	0,05	1,20	14,45	13,76	11,21	11,36	11,50
CaO	13,41	8,93	18,37	18,10	9,98	10,03	9,99
Na ₂ O	3,91	6,15	0,45	0,41	3,13	3,04	3,22
K ₂ O	0,12	0,61	0,11	0,01	2,10	2,13	2,03
Сумма	99,07	100,76	100,42	99,99	102,29	102,33	100,59
f	-	-	30,3	31,2	56,4	56,5	55,8
Ап	65	44	-	-	-	-	-

Примечание. Анализы: 1–4 – базальты из потоков, 5–7 – долериты из даек; 1–2 – плагиоклазы, 3–4 – клинопироксены, 5–7 – амфиболы; здесь и далее: ц – центр зерна, к – край зерна.

Химический состав вулкаников приведен в таблице 2.3. Базальты ареалов – Ну-нормативные умеренно-калиевые толеиты (рис. 2.7). Для них характерны повышенные содержания щелочей при явном преобладании натрия ($Na_2O/K_2O=3,6-6,0$), что частично связано с наложенной деанортитизацией плагиоклазов. Содержание титана в эффузивах более высокое, чем в надсубдукционных породах или N-MORB, и близко к таковому в обогащенных толеитах E-MORB. Однако для базальтов формации характерны повышенные содержания алюминия (в среднем около 17% Al_2O_3), что более обычно для вулкаников, связанных с зонами субдукции. В целом, поведение петрогенных

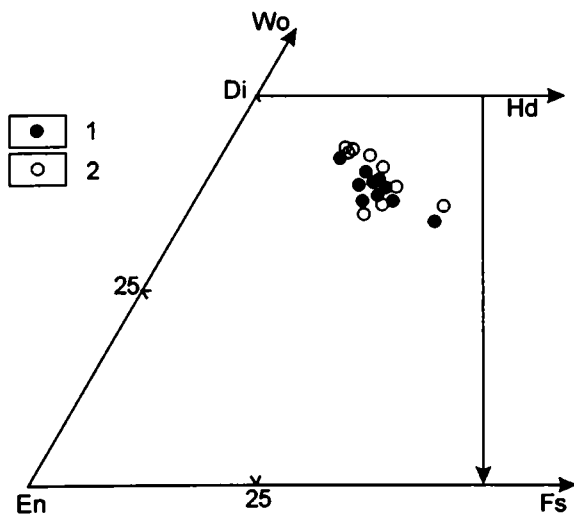


Рис. 2.6. Состав клинопироксенов из базальтов Каканаутского (1) и Кэнкэрэнского (2) ареалов восточной части Корякского нагорья

и переходных элементов находится в зависимости от изменения магнезиальности породы ($mg_{\#}=0,35-0,67$). Так, например, содержания Sr изменяются от 310 до 40, Ni – от 160 до 20, Co – от 57 до 26 и V – от 240 до 120 ppm).

Концентрации некоторых высокозарядных (HFSE) элементов, таких как Zr, Y, Hf, более высокие, чем в E-MORB и надсубдукционных породах, приближаясь к внутриплитным вулканитам (рис. 2.8). Значения Zr/Y также высокие (4,0–8,5). Однако базальты отличаются сильной отрицательной Ta-Nb и положительной Sr-ей аномалиями, свойственными продуктам надсубдукционного вулканизма. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 2.9) базальты располагаются в поле составов вулканитов активных континентальных окраин, смещаясь частично в поле E-MORB. Распределение REE в каканаутских базальтах слабо фракционированное ($La_n/Sm_n=1,1-1,3$) при небольшом обогащении цериевыми лантаноидами ($La_n/Yb_n=1,6-2,5$) (рис. 2.10). Отношения изотопов стронция, неодима и свинца умеренно деплетированные ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703478-0,704215$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512795-0,512903$, $\epsilon Nd=3,8-5,7$; $^{206}Pb/^{204}Pb=18,319-18,340$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,531-15,523$; $^{208}Pb/^{204}Pb=38,056-38,073$; $\Delta 8/4Pb=27-28$) (табл. 2.4; рис. 2.3, 2.4).

К северо-западу от Каканаутского и Вилькемвеемского ареалов маастрихт-средне-эоценовый комплекс представлен несколькими дискретными рядами крутопадающих даек северо-западной ориентировки, которые в хребте Кэнкэрэн и Чирынайских горах прорывают средне-позднемезозойские покровно-складчатые образования.

Ширина роя даек в хребте Кэнкэрэн (рис. 2.5) составляет первые км. Мощность даек колеблется от 0,5 до 10 м при протяженности до первых десятков метров. Возраст даек на основании единичных K-Ar датировок принят как маастрихт-палеоэоценовый [Морозов, 1991]. В строении даек отмечается зональность: внутренние части их выполнены долеритами и ферродолеритами, переходящими в кварцсодержащие долериты в эндоконтактных зонах.

Таблица 2.3. Представительные анализы базальтов Какангутского ареала востока Корякского нагорья

Комп.	№ образца								
	Г29/5	Г29/18	Г30/6	Г45/3	К334/9	К334/8	К52/8	Г45/7	К334/3
SiO ₂	52,76	51,34	52,14	51,39	53,48	50,55	40,68	60,08	59,10
TiO ₂	1,36	1,19	1,48	0,93	1,28	1,24	2,83	1,53	0,86
Al ₂ O ₃	17,55	16,18	19,50	19,47	16,75	17,11	13,16	14,65	13,46
Fe ₂ O ₃	2,16	2,90	2,81	1,79	2,81	4,20	5,33	2,13	4,35
FeO	6,04	5,70	5,13	4,98	5,75	2,81	8,97	6,99	3,57
MnO	0,17	0,14	0,14	0,10	0,09	0,18	0,18	0,09	0,03
MgO	4,39	6,72	4,58	5,03	4,61	6,90	6,83	3,40	3,57
CaO	6,94	10,16	2,63	10,04	5,73	9,20	8,52	2,75	7,40
Na ₂ O	4,02	2,89	5,75	2,23	4,54	4,29	3,14	1,56	3,40
K ₂ O	1,09	0,24	1,14	0,71	1,13	1,13	0,61	1,01	1,60
P ₂ O ₅	0,12	0,10	0,17	0,09	0,11	0,11	0,69	0,04	0,04
H ₂ O ⁺	3,13	1,74	3,65	2,26	2,66	2,22	9,30	4,45	1,65
H ₂ O ⁻	0,40	0,81	0,70	0,65	0,86	0,62	-	1,21	0,42
Сумма	100,13	100,11	99,82	99,67	99,80	100,56	100,24	99,89	99,45
Sc	38	35	39	34	34	36	-	-	-
Cr	38	195	68	108	50	120	-	32	54
Ni	35	125	43	51	33	72	-	26	33
Co	30	44	31	32	26	28	-	36	21
V	195	185	240	160	130	155	-	165	155
Rb	14	9	10	8	7	8	-	30	31
Sr	450	220	190	240	310	450	-	140	270
Ba	320	110	360	180	330	330	-	350	610
Hf	3,8	3,9	3,4	3,9	3,0	3,6	-	-	-
Zr	150	130	120	100	150	128	-	130	200
Y	30	30	27	18	20	16	-	48	30
Ta	0,30	0,22	0,33	0,24	0,14	0,21	-	-	-
Nb	4,9	3,5	5,3	9,0	2,3	8,0	-	-	-
Th	1,5	1,5	2,2	1,6	1,2	1,4	-	-	-
U	1,3	1,0	1,0	-	-	1,0	-	-	-
La	9,4	7,4	8,8	11,3	9,1	6,5	-	-	-
Ce	20,0	16,0	21,0	23,4	22,0	14,3	-	-	-
Sm	4,2	5,4	4,6	4,8	4,65	3,1	-	-	-
Eu	1,20	1,20	1,30	1,45	1,27	1,09	-	-	-
Tb	0,75	0,74	0,81	0,86	0,82	0,71	-	-	-
Yb	2,8	2,9	2,9	3,1	2,9	2,7	-	-	-
Lu	0,43	0,42	0,45	0,49	0,44	0,41	-	-	-

Примечание. Образцы: Г29/5, Г29/18, Г30/6, Г45/3, К334/9, К334/8 – лавовые потоки, К52/8, Г45/7, К334/3 – дайки. Петрогенные элементы из [Григорьев и др., 1984].

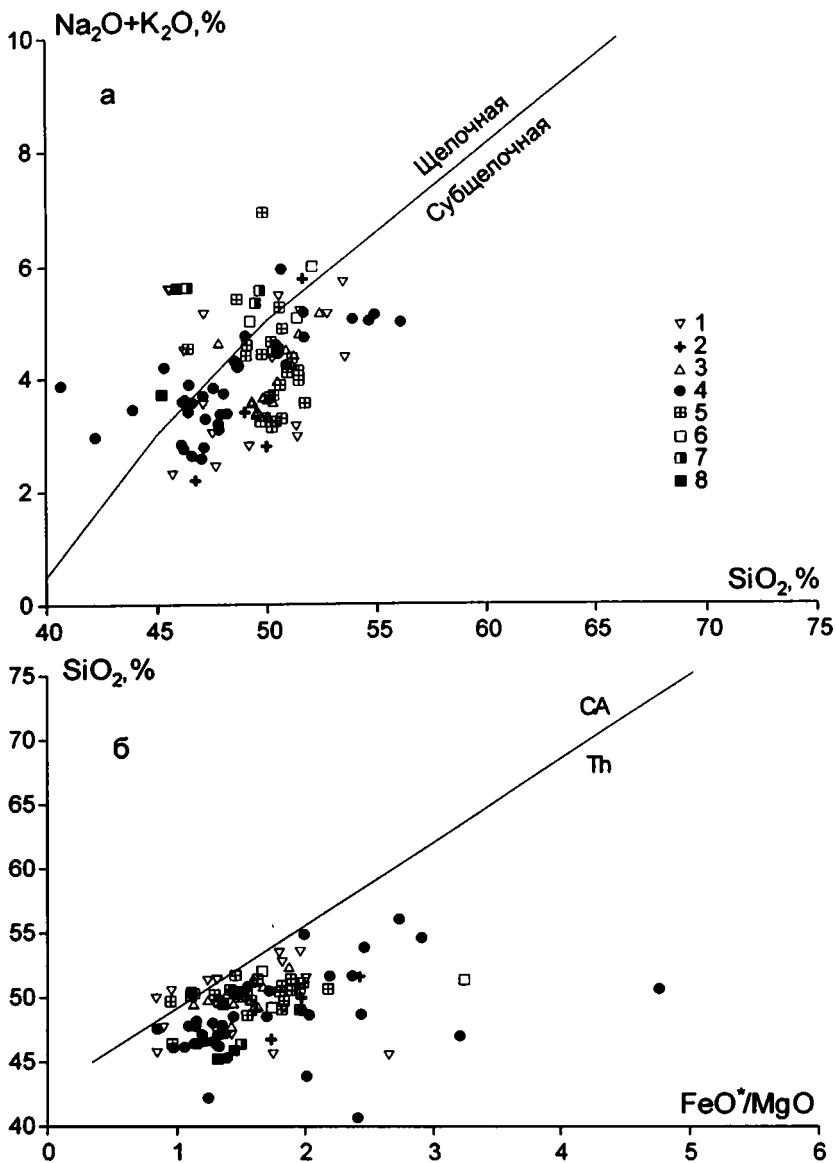


Рис. 2.7. Петрохимические характеристики маастрихт-палеоценовых пород Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

1–8 – ареалы: 1 – Каканавутский, 2 – Кэнкэрэнский, 3 – Анадырская впадина, 4 – Рарьткин-ский, 5 – Канчалан-Танюерский, 6 – Евдырвеемский, 7 – Чинейвеемский, 8 – Пеледонский.

Разделительные линии по [Irvine, Baragar, 1971; Miyashiro, 1974]

Долериты образованы разностями от мелко- до крупнозернистых и порфирированных и состоят в основном из таблитчатого плагиоклаза (An_{65-52}), а также умернотитанистого авгита ($\text{En}_{40-46}\text{Wo}_{35-43}\text{Fs}_{13-20}$; $\text{TiO}_2=1,1-1,85\%$), бурой роговой обманки, титаномagnetита [Морозов, 1991].

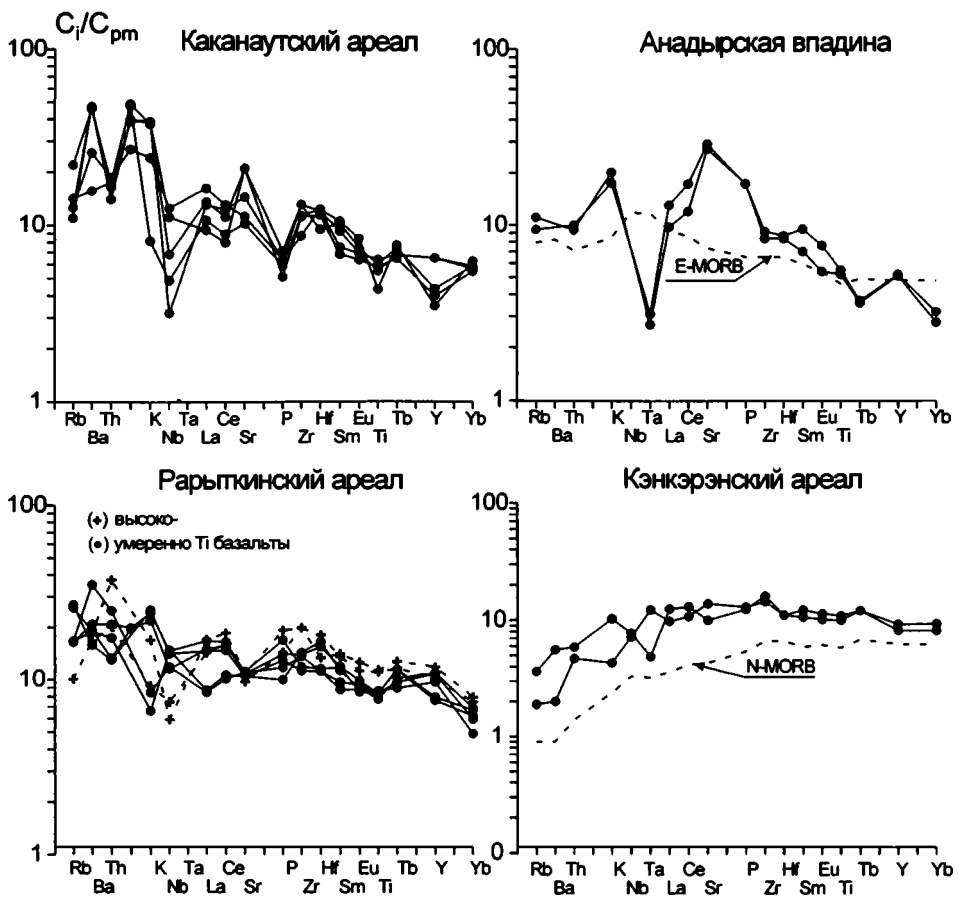


Рис. 2.8. Распределение несовместимых элементов в базальтах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

Долериты – низкокальциевые (0,12–0,3% K_2O) *Hu* и *Qtz*-нормативные толеиты (табл. 2.5), характеризующиеся высокими содержаниями *Sr* и *V* при умеренных *Ni*. Концентрации крупноионных (LILE) литофилов низкие (*Rb* 1,2–2,3, *Ba* 14–39, *Sr* 210–290 ppm, *Th* 0,4–0,8 ppm) при умеренно высоких содержаниях *Zr* (160–180 г/т), *Y* (37–42 г/т), *Hf* (3,4–4,2 г/т) (рис. 2.8) и высоких значениях *Zr/Y*, что сближает долериты с базальтами срединных зон. На диаграмме *Th-Hf-Ta* долериты располагаются в приграничной области полей энзиматических островных дуг и N-MORB и на границе полей MORB и WPB (внутриплитные базальты) (рис. 2.9). *Th/Ta* и *La/Ta* отношения высокие (2,5–4,0 и 41,5–42,5 соответственно) и характеризуют долериты как продукты надсубдукционного вулканизма. Породы отличаются плоскими спектрами REE, типичными для Т-типа MORB, слабо истощенными в отношении легких лантаноидов, или практически недеплерованными ($La_n/Sm_n=0,8-0,9$; $La_n/Yb_n=1,0-1,1$) (рис. 2.10). Далее на север породы маастрихт-среднеэоценового комплекса вскрыты бурением в Анадырской впадине [Агапитов и др., 1976] (рис. 2.5), а также обнажаются в береговых разрезах Анадырского лимана.

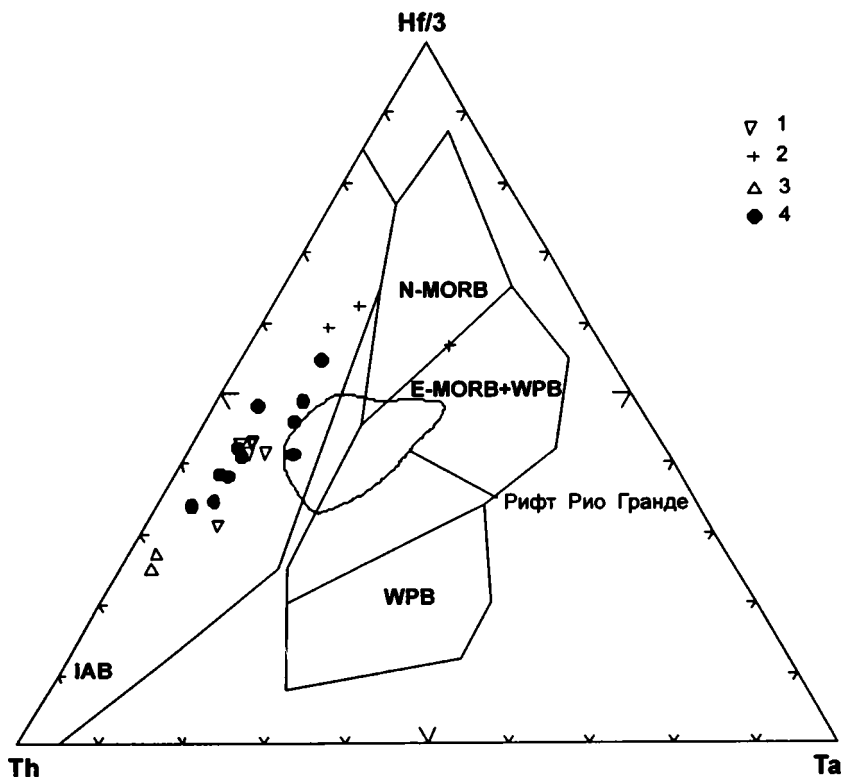


Рис. 2.9. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для маастрихт-олигоценовых базальтов Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

1–4 – ареалы: 1 – Каканатский, 2 – Кэнкэрэнский, 3 – Анадырской впадины, 4 – Рарьтгинский.

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [Wood, 1980]: N-MORB – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB – щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин.

Поля составов базальтов плато Таос, рифт Рио Гранде по [Dungan et al., 1986]

Анадырская впадина имеет сложное блоковое строение, что подтверждается как геофизическими данными, так и материалами бурения [Агапитов, Иванов, 1969; Агапитов и др., 1976]. Современный структурный план Анадырской впадины обусловлен активизацией разломов меридиональной и северо-восточной ориентировки. Согласно результатам буровых работ, в строении разреза принимают участие верхнеюрские–современные отложения преимущественно осадочного генезиса [Агапитов и др., 1976].

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования маастрихт-олигоценового возраста образуют две толщи, различающиеся вещественным составом [Дагис, Филатова, 1990]. Нижняя толща сложена переслаивающимися потоками массивных, реже миндалекаменных и брекчированных лав. В ее низах редко встречаются маломощные прослои туффов, туфов и полимиктовых песчаников. Возраст толщи определен как маастрихт–нижний эоцен. Максимальная мощность отложений в скважинах достигает 600 м. Верхняя

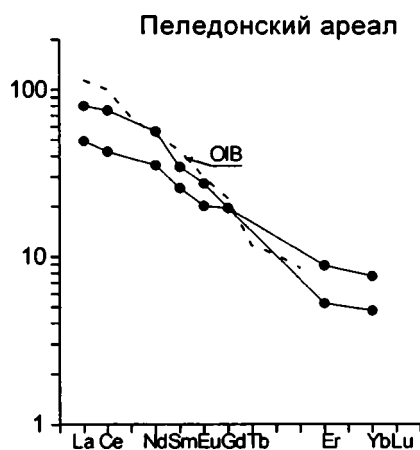
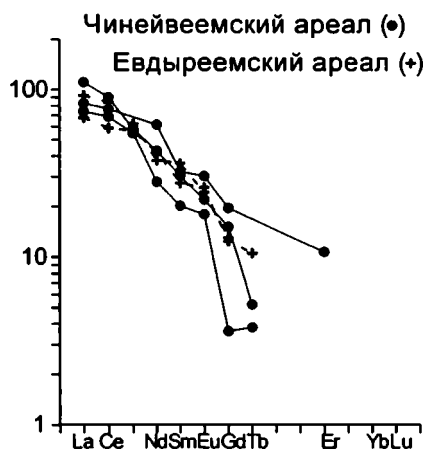
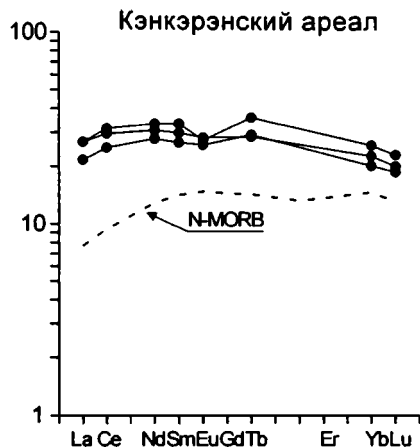
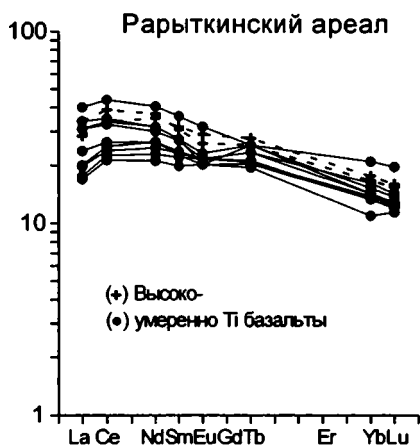
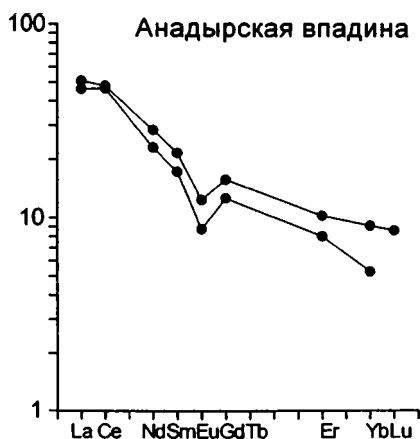
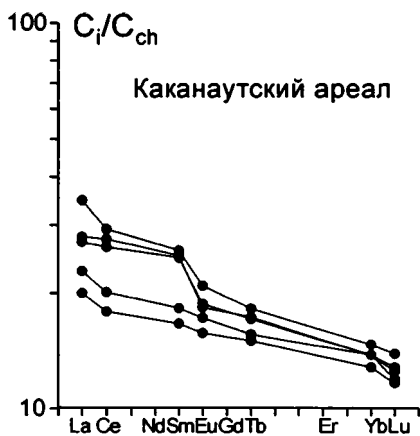


Рис. 2.10. Распределение редкоземельных элементов в базальтах маастрихт-среднеэоценового комплекса Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

Таблица 2.4. Изотопный состав стронция, неодима и свинца в кайнозойских вулканических породах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

№ п/п	Образец	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	εNd	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
1	К-334-8	0,512795	15	3,8	0,704215	28	18,319	15,531	38,056
2	Г-45-3	0,512903	20	5,7	0,703478	20	18,340	15,523	38,073
3	1142-11	0,512889	14	5,1	0,703016	21	18,213	15,484	37,888
4	1153-6	0,512895	24	5,1	0,703037	25	18,167	15,462	37,798
5	134-2	0,512944	16	6,0	0,703289	16	18,201	15,495	37,877
6	201-3	0,512828	17	3,8	0,703669	28	18,230	15,520	37,972
7	774	0,512897	19	5,1	0,703386	23	18,418	15,503	38,059
8	760	0,512892	20	5,0	0,703598	18	18,344	15,524	38,058
9	32-90	-	-	-	0,703630	-	-	-	-
10	Г-170-2	0,512867	12	4,5	0,703541	23	18,387	15,543	38,256
11	Г-174-4	0,512926	14	5,6	0,703702	15	18,334	15,509	38,132
12	777	0,512881	22	4,8	0,703688	22	18,293	15,487	38,099
13	771	0,512921	16	5,5	0,703452	19	18,291	15,488	38,136
14	772	0,512936	18	5,8	0,703922	19	18,339	15,487	38,112
15	54-90	0,512979	21	6,7	0,703771	24	18,364	15,512	38,121
16	749	-	-	-	0,703420	-	-	-	-
17	В-2	0,512913	-	5,4	0,703557	-	18,291	15,412	37,879
18	799	0,512904	-	5,2	0,703541	-	18,297	15,391	37,794
19	36-9-9	0,512920	-	5,5	0,703443	-	-	-	-
20	10/5-9	0,512960	-	6,3	0,703610	-	-	-	-
21	788	-	-	-	0,703640	-	-	-	-

Примечание. Вулканические ареалы и комплексы: 1–2 – Каканаутский, 3–4 – Рарьтгинский, 5–6 – Русскогорский, 7–9 – Керекский, 10–21 – Наваринский; Анализы: 1–19 – базальты, 20 – клинопироксен шпинелевого лерцолита, 21 – аплит. Каменный материал Рарьтгинского и Русскогорского комплексов из коллекции А.И. Дворянкина, образец 10/5 – [Колосков, 1999].

толща включает дифференцированный базальт-дацитовый комплекс вулканических пород и их туфов, относимый к образованиям Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса. Мощность верхней толщи достигает 1500 м.

Базальты и андезитобазальты нижней толщи представлены преимущественно порфиоровыми разностями. Фенокристаллы образованы плагиоклазом (An_{75-30}), авгитом и редко оливином, замещенным идингсит-боулингитовым агрегатом. Основная масса пород сложена лейстами плагиоклаза и зернышками клинопироксена, а также девитрифицированным стеклом. Структура основной массы микроделеритовая, реже – интерсертальная.

Таблица 2.5. Представительные анализы долеритов Кэнкэрэнского ареала востока Корякского нагорья [Федоров и др., 1996]

Комп.	№ образца				Комп.	№ образца			
	Д992-5	Д1011	Д101-12	ДН13-08		Д992-5	Д1011	Д101-12	ДН13-08
SiO ₂	49,00	46,74	49,99	51,63	Rb	2,3	-	1,2	0,8
TiO ₂	2,36	2,39	2,16	1,50	Sr	210	-	290	53
Al ₂ O ₃	14,63	14,06	12,59	13,41	Ba	39	-	14	25
Fe ₂ O ₃	2,15	2,69	2,07	4,75	Hf	3,4	4,2	3,4	1,1
FeO	7,95	9,89	9,22	5,92	Zr	180	-	160	48
MnO	0,11	0,16	0,09	0,07	Y	42	-	37	17
MgO	6,14	7,10	5,63	4,21	Ta	0,20	0,20	0,50	0,20
CaO	11,49	10,27	10,30	7,40	Nb	5,5	-	5,1	1,0
Na ₂ O	3,07	2,07	2,65	5,60	Th	0,5	0,8	0,4	0,8
K ₂ O	0,31	0,12	0,13	0,13	La	8,5	8,3	6,7	4,3
P ₂ O ₅	0,21	0,29	0,72	0,18	Ce	23,0	24,0	19,0	8,1
п.п.п.	1,75	3,62	3,56	4,49	Nd	17,0	18,0	15,0	7,2
Сумма	99,67	99,40	99,11	99,29	Sm	5,4	5,9	4,7	2,6
Sc	42	45	39	42	Eu	1,9	1,8	1,7	1,0
Cr	120	120	127	22	Tb	1,3	1,6	1,3	0,58
Ni	47	47	48	12	Yb	4,6	5,1	4,0	2,5
Co	28	30	28	19	Lu	0,68	0,76	0,62	0,40
V	350	350	370	360					

Состав лав приведен в таблицах 2.6, 2.7. Базальты являются Нунормативными, низкокалиевыми толеитами [Дагис, Филатова, 1990] характеризующимися повышенными содержаниями титана (TiO₂=1,4–2,1%), алюминия (до 19% Al₂O₃) и железа (до 10,5% FeO_{общ}). Концентрации LILE низкие (Rb=1–4 ppm, Sr=270–400 ppm), что сближает их с эффузивами N-MORB и энсиматических островных дуг, тогда как содержания HFSE (за исключением Ta) сопоставимы с внутриплитными толеитами (рис. 2.8). Однако в базальтах отмечается дефицит Ta, что является типоморфным признаком надсубдукционных лав. По соотношению Th-Hf-Ta анадырские эффузивы располагаются в поле базальтов окраинно-континентальных поясов и островных дуг (рис. 2.9). Распределение REE в базальтах фракционированное (рис. 2.10), отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n (2,4–2,7 и 5,6–8,7, соответственно) близки к E-MORB.

Далее, в глубь континента, к северо-западу от Анадырской впадины, маастрихт-среднеэоценовый комплекс образует Рарыткинский ареал (рис. 2.5, 2.11). Слагающие его базальтоиды выделены здесь в качестве позднепалеоцен-среднеэоценовой правоталайинской свиты мощностью 350–400 м [Ахметьев и др., 1989], которая несогласно перекрывается позднеэоценовыми-олигоценовыми эффузивами Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса [Филатова, 1988].

Таблица 2.6. Представительные анализы базальтов нижнего комплекса Анадырской впадины, по [Дагис, Филатова, 1990]

Комп.	№ образца								
	2	5	1/30	9	12	13	1946	1/57	1/62
SiO ₂	49,83	49,55	50,02	51,15	49,33	52,41	51,47	49,32	49,59
TiO ₂	1,84	1,69	1,88	1,68	1,94	2,07	1,65	2,01	1,69
Al ₂ O ₃	17,59	18,65	18,95	18,46	18,89	18,34	18,06	19,04	18,65
FeO	9,82	10,10	9,86	9,54	10,40	8,95	8,47	10,58	9,50
MnO	0,15	0,21	0,25	0,18	0,34	0,14	0,10	0,34	0,21
MgO	7,93	7,03	6,56	6,05	6,50	4,78	5,32	6,50	7,13
CaO	8,98	9,09	8,86	8,42	8,86	7,77	9,66	8,42	9,55
Na ₂ O	3,32	3,14	3,34	3,74	3,28	4,36	4,18	3,27	3,14
K ₂ O	0,31	0,26	0,27	0,47	0,30	0,78	0,62	0,27	0,26
P ₂ O ₅	0,23	0,25	0,20	0,26	0,26	0,40	0,25	0,26	0,25
Сумма	100,00	99,97	100,19	99,95	100,25	100,00	99,75	100,01	99,97
Cr	270	150	110	120	100	60	260	190	260
Ni	158	84	72	88	105	44	108	115	109
V	200	190	178	190	170	-	-	-	-
Rb	3	4	1	4	2	6	4	2	3
Sr	270	329	326	400	325	370	429	327	542
Zr	103	118	127	148	146	152	186	162	128
Y	24	28	27	30	32	31	32	31	28

Таблица 2.7. Содержание редких элементов в базальтах нижнего комплекса Анадырской впадины, по [Дагис, Филатова, 1990]

№ обр.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Er	Yb	Hf	Ta	Th	Ba
12	15,5	36,0	12,5	3,5	0,95	3,0	1,45	1,0	3,90	0,25	0,8	385
1946	16,0	37,0	13	3,6	1,00	3,1	1,50	1,1	3,85	0,27	0,7	410

В наиболее полных разрезах Рарыткинского ареала нижний вулканогенный комплекс имеет двучленное строение [Федоров и др., 1996]. Он начинается с мощной (до 70–100 м) терригенной базальной пачки, несогласно перекрывающей складчато-надвиговые структуры в позднемезозойских образованиях. Эта пачка состоит из чередующихся мелко- и среднегалечных конгломератов, гравелитов, реже грубозернистых песчаников, обломочный материал которых представлен разнообразными по составу породами палеозойского, триасового, юрского и мелового возраста, слагающих докайнозойский фундамент [Filatova, Vishnevskaya, 1994]. Верхняя часть рассматриваемого комплекса сложена слабо дифференцированными вулканогенными породами – базальтами и андезитобазальтами. Мощность верхней, вулканической части разреза нижнего ком-

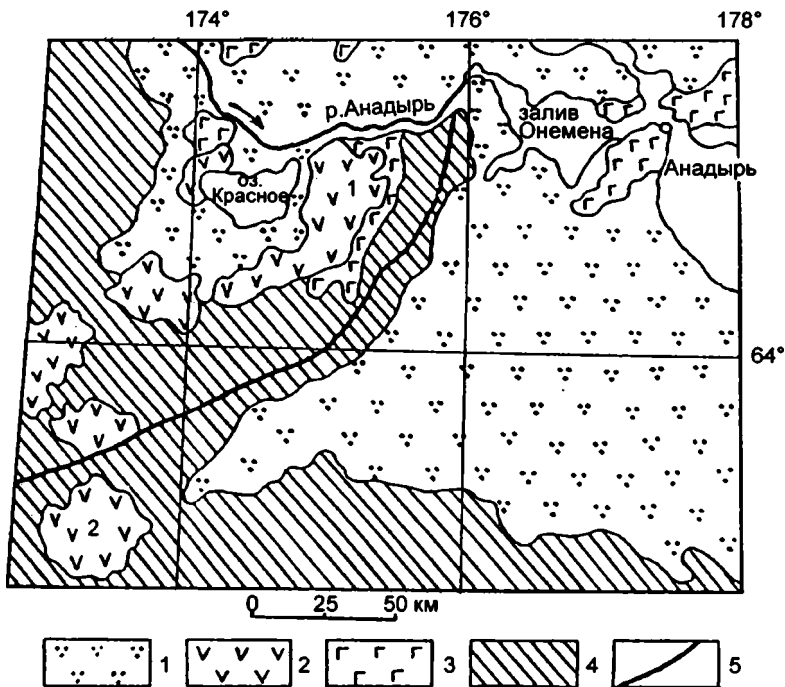


Рис. 2.11. Геологическая схема размещения ареалов кайнозойских вулканогенных пород в восточной части Корякского нагорья [Федоров и др., 1996]

1 – четвертичные терригенные отложения; 2 – верхнеэоцен-олигоценные породы Западнокамчатско-Корякского вулканического пояса; 3 – палеоцен-среднеэоценовые базальты; 4 – мезозойские породы; 5 – Березовский сдвиг.

Цифрами на схеме обозначены ареалы вулканогенных пород (1 – Рарыткийский, 2 – Элекайский)

плекса около 350–400 м, а суммарная его мощность в наиболее полных разрезах достигает 500 м. Однако на отдельных участках мощность конгломератовой части разреза уменьшается до нескольких метров или она вообще отсутствует, а мощность вулканогенной части сокращается до 50–100 м.

Структурной особенностью пород нижнего комплекса является их приуроченность к грабням северо-восточной и субмеридиональной ориентировки, ширина которых в Рарыткинском ареале составляет около 20 км. В песчаниках нижней конгломератовой пачки в правобережье р. Таляин и в верховьях р. Тополевой В.Л. Самсоненко были собраны коллекции ископаемых растений, которые, согласно определениям М.А. Ахметьева, свидетельствуют о позднепалеоценовом–среднеэоценовом возрасте вмещающих пород [Ахметьев и др., 1989].

В базальтах и андезитобазальтах нижнего комплекса хр. Рарыткин, наряду с афировыми породами, широко развиты порфиоровые и субпорфиоровые разности. Вкрапленники (10–15 об.%) в последних представлены плагиоклазом (An_{79-77} 1-ой генерация, An_{73-61} – 2-ой), оливином Fo_{83-77}), клинопироксеном (авгиты $En_{49-31}Wo_{31-42}Fs_{14-23}$ и более редкие титан-авгиты $En_{39-41}Wo_{40-43}Fs_{17-20}$; TiO_2 2,4–3,5%) и магнетитом; изредка встречается ортопироксен (бронзиты Fs_{25-30}) (табл. 2.8; рис. 2.12). Основная масса пород сильно варьирует по содер-

Таблица 2.8. Состав минералов из базальтов нижнего комплекса Рарыткинского ареала

Комп.	№ анализа									
	1ц	3ц	3к	4ц	5к	6ц	7ц	8ц	9ц	10ц
SiO ₂	39,64	39,22	40,14	48,90	49,16	48,98	50,34	51,01	52,10	54,71
TiO ₂	0,05	0,09	0,03	3,51	3,00	2,59	1,17	0,91	0,40	0,19
Al ₂ O ₃	-	-	-	4,81	3,51	4,11	4,20	3,97	1,30	1,10
FeO	16,22	16,22	18,62	10,03	10,38	10,29	8,36	8,91	20,17	15,83
MnO	0,22	0,24	0,23	0,21	0,28	0,25	0,24	0,27	0,40	0,36
MgO	44,28	44,17	42,60	13,14	13,50	13,59	14,62	14,56	21,50	25,41
CaO	0,16	0,19	0,19	20,31	19,89	19,40	20,91	19,30	2,44	2,00
Na ₂ O	-	-	-	0,66	0,62	0,62	0,56	0,70	0,07	0,01
K ₂ O	-	-	-	0,08	0,04	0,02	0,01	0,03	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,20	0,17	0,26	-	-	-	-
NiO	0,05	-	0,07	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,6	100,1	99,79	101,5	100,6	100,1	99,9	99,7	98,38	99,61
f	27,0	16,6	19,7	30,0	30,1	30,6	24,3	25,5	34,5	25,8
Wo	-	-	-	43,7	42,5	42,8	43,8	41,5	5,1	4,1
En	-	-	-	39,4	40,2	39,7	42,6	43,8	62,2	71,1
Fs	-	-	-	16,9	17,3	17,5	13,6	14,7	32,7	24,8

Примечание. Анализы: 1–3 – оливин, 4–8 – клинопироксены, 9–10 – ортопироксены.

жанию темноцветных минералов и содержит плагиоклаз, пироксены, рудные минералы и вулканическое стекло, часто девитрифицированное. Структура основной массы изменяется от гялопилитовой до интерсертальной, реже микродолеритовой.

Состав лав приведен в таблице 2.9. Породы нижнего комплекса Рарыткинского ареала являются *Hu*-нормативными толеитами и характеризуются умеренной щелочностью при подчиненной доле калия ($K_2O/Na_2O=0,1-0,4$), высокими содержаниями титана. Выделяются высокотитанистые (1,9–2,8% TiO₂) и умереннотитанистые (1,4–1,7% TiO₂) разновидности [Федоров и др., 1996].

Базальты отличаются пониженными концентрациями Ni и Cr, что наряду с невысокой магнезиальностью ($mg_{\#}=0,68-0,42$), характеризуют породы как дифференциаты первичных расплавов. Им свойственно обогащение HFSE относительно LILE (например, $Ba/Zr=0,5-0,6$), что типично для дифференциатов внутриплитного источника (рис. 2.8), широкие вариации значений Zr/Y (2,6–7,2) при высоких содержаниях Zr и Y. Однако ряд геохимических признаков отражает участие в генезисе базальтов Рарыткинского ареала субдукционной компоненты. Так, в базальтах наблюдается определенный дефицит содержания Nb и Ta, смещающий фигуративные точки составов по соотношению Th-Hf-Ta в поле островодужных и окраинно-континентальных пород (рис. 2.9). Отношения La/Ta, изменяющиеся от 12 до 50, охватывают ин-

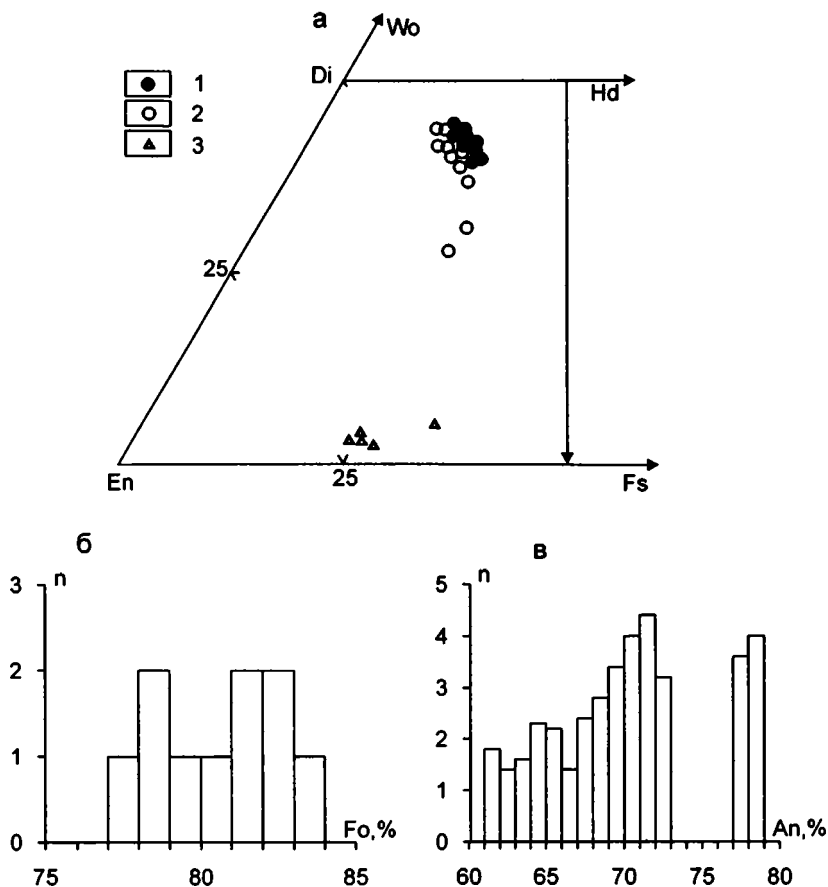


Рис. 2.12. Состав минералов из базальтов Рарытकिनского ареала

1–2 – клинопироксены: 1 – высокотитанистый авгит, 2 – умеренотитанистый авгит; 3 – ортопироксены. n – число анализов

тервалы значений, характерные, одной стороны, для лав островных дуг и активных континентальных окраин, с другой – для океанических и континентальных внутриплитных вулканигов. Величины Th/Ta изменяются от 1,3 до 11,0, перекрывая интервал вариаций в лавах срединно-океанических хребтов (Th/Ta=0,45–1,3) и надсубдукционных вулканигах (Th/Ta=5,4–21). Необходимо отметить более высокие абсолютные концентрации Ta (0,2–0,6 г/т) и, в меньшей степени Nb (4–10 г/т) в базальтах Рарытकिनского ареала по сравнению с типичными лавами современных островных дуг и активных континентальных окраин.

Распределение REE слабо дифференцированное при $La_n/Sm_n=0,8-1,2$ и $La_n/Yb_n=1,3-2,2$, что сближает базальты Рарытकिनского ареала с T-MORB (рис. 2.10). Изотопный состав стронция и неодима варьирует в пределах 0,703016–0,703037 и 0,512889–0,512895 ($\epsilon Nd=5,1$) (табл. 2.4; рис. 2.3), что характерно для базальтов спрединговых зон окраинных морей [Петрология..., 1987]. Отношения изотопов свинца также низкие ($^{206}Pb/^{204}Pb=18,167-18,213$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,462-15,484$; $^{208}Pb/^{204}Pb=37,798-37,888$; $\Delta 8/4Pb=20-24$) (табл. 2.4; рис. 2.4).

Таблица 2.9. Представительные анализы базальтов нижнего комплекса Рарыт-кинского ареала востока Корякского нагорья [Федоров и др., 1996]

Комп.	№ образца								
	114211	114221	617-6	127010	127012	115314	1153-6	617-7g	115312
SiO ₂	49,02	48,54	50,49	46,42	47,13	47,81	47,79	50,88	48,19
TiO ₂	2,28	2,33	1,78	1,73	1,78	1,81	1,79	1,75	1,73
Al ₂ O ₃	17,71	17,27	16,59	17,79	16,74	17,32	17,39	15,80	17,98
Fe ₂ O ₃	10,73	10,54	9,12	-	-	9,29	9,75	9,31	9,67
FeO	-	-	-	9,19	10,08	-	-	-	-
MnO	0,09	0,08	0,18	0,21	0,15	0,15	0,16	0,23	0,17
MgO	4,90	5,59	5,45	7,11	7,60	7,69	7,69	5,41	7,58
CaO	4,94	5,07	9,15	9,04	8,15	9,44	9,55	8,32	9,22
Na ₂ O	4,24	4,01	3,79	3,20	2,53	2,88	2,99	3,51	3,12
K ₂ O	0,48	0,26	0,64	0,19	0,24	0,20	0,19	0,70	0,24
P ₂ O ₅	0,31	0,23	0,28	0,21	0,19	0,22	0,21	0,23	0,20
п.п.п.	5,00	5,60	2,10	4,50	5,21	3,25	2,65	3,45	2,15
Сумма	99,70	99,52	99,57	99,59	99,80	100,06	100,16	99,59	100,25
Cr	90	50	70	65	60	55	85	72	72
Ni	65	50	49	93	85	85	100	19	80
Co	25	27	30	30	20	30	30	25	30
V	220	200	210	185	150	175	195	220	185
Rb	10	6	16	10	10	2	2	10	4
Sr	217	193	230	210	220	270	670	220	250
Ba	120	109	130	125	232	19	84	140	29
Hf	5,3	3,9	3,5	3,3	3,3	4,2	2,7	4,6	3,7
Zr	210	210	130	120	145	140	140	150	130
Y	44	51	34	47	42	39	39	35	36
Ta	0,35	0,18	0,28	0,19	0,14	0,16	0,16	0,49	0,18
Nb	4	5	8	10	8	3	4	10	3
Th	3,0	1,6	1,1	1,4	2,0	1,35	1,3	1,7	1,8
U	-	-	0,4	-	-	-	-	0,4	-
La	11,0	9,2	10,0	5,7	5,5	6,4	6,5	11,0	7,7
Ce	31,0	27,0	27,0	18,0	17,0	19,0	20,0	28,0	21,0
Nd	21,0	20,0	18,0	13,0	12,0	14,0	15,0	18,0	15,0
Sm	5,7	5,9	5,1	4,1	3,7	4,3	4,4	5,1	4,2
Eu	1,8	2,0	1,4	1,5	1,4	1,5	1,5	1,6	1,4
Tb	1,2	1,3	1,2	1,0	0,92	0,98	1,1	1,2	0,96
Yb	3,5	3,7	3,0	2,8	2,3	2,9	3,0	3,2	2,8
Lu	0,54	0,56	0,44	0,42	0,40	0,43	0,45	0,48	0,42

Отмечаются различия в поведении ряда некогерентных элементов между высоко- и умереннотитанистыми базальтами, отражающие, вероятно, гетерогенность источника. Высокотитанистые базальты имеют более высокие содержания La, Ce и HFSE, а также Zr/Nb и La/Nb отношения, чем умереннотитанистые, при близких значениях tFeO/MgO.

К северу от Анадырской впадины и Рарыткинского ареала раннекайнозойские вулканические породы слагают обширный Канчалан-Танюерский ареал (рис. 2.5), где они выделены в качестве танюерской свиты мощностью до 1000 м. Имеющиеся немногочисленные определения (К-Аг методом) возраста базальтоидов позволяют отнести их к нижнему и среднему эоцену [Филатова, 1988]. Однако нельзя исключить возможности присутствия в этом комплексе пород более древнего возраста.

В Канчалан-Танюерском ареале преобладают базальты; менее распространены андезитобазальты. Породы содержат до 20% вкрапленников оливина, пироксена и плагиоклаза. Структура основной массы изменяется от интерсертальной до микродолеритовой. Базальты являются Ну-нормативными и принадлежат умеренно-калиевой толеитовой серии (рис. 2.7). Они характеризуются повышенными содержаниями TiO₂ (до 1,6%) и высокими Al₂O₃ (17–19%), что, с одной стороны, сближает их с породами внутриплитных серий, а с другой – с лавами, формировавшимися в надсубдукционной обстановке (табл. 2.10).

Далее на северо-запад, в глубь континента, обширную площадь занимает Пенжинско-Анадырская группа ареалов маастрихт-среднеэоценового комплекса (рис. 2.5), которые несогласно перекрывают структуры альб-сенонского Охотско-Чукотского вулканического пояса и прилегающей Корякско-Камчатской тектонической области [Филатова, 1988]. Маастрихт-среднеэоценовый комплекс этой территории включает две свиты (нижнюю атвувеемскую и верхнюю евдыреевеемскую) суммарной мощностью до 800–1000 м [Филатова, 1988]. Наряду с широким развитием базальтов, в составе вулканического комплекса отмечаются единичные потоки и субинтрузивные тела пород кислого, реже среднего состава, образующие с ним контрастную ассоциацию. Базальтам комагматичны породы габбро-монцонитовой формации.

Базальты содержат до 20–25% вкрапленников (оливин, клинопироксен и плагиоклаз). Оливин образует мелкие идиоморфные фенокристы, содержащие включения шпинели. Клинопироксены (авгит, реже титан-авгит) иногда содержат более ранние выделения оливинов и плагиоклазов. Плагиоклазы по оптическим свойствам отвечают битовнит-лабрадорам. Структура основной массы интерсертальная и микродолеритовая.

Химический состав Пенжинско-Анадырской группы охарактеризован на примере Евдыреевеемского и Чинейвеемского ареалов (табл. 2.11).

Базальты Евдыреевеемского ареала являются Ну-нормативными толеитами и по соотношению калий–кремнезем принадлежат высококалиевой серии. Они характеризуются широкими вариациями в содержании титана (1,1–1,7% TiO₂) и алюминия (15,5–18,1% Al₂O₃). Спектр REE фракционированный (La_n/Sm_n=1,6–2,5; La_n/Yb_n=6,5) (рис. 2.10).

Среди базальтов Чинейвеемского ареала преобладают умереннотитанистые (1,4–1,6% TiO₂), Ну-нормативные разности, близкие по составу базальтам Евдыреевеемского ареала. Реже отмечаются высокотитанистые (>2% TiO₂),

Таблица 2.10. Представительные анализы базальтов Канчалан-Танюерского ареала Корякского нагорья

Комп.	№ образца								
	10917	10913	109/5	109/1	10915	10914	109/3	109/2	544/1
SiO ₂	52,66	52,09	49,85	51,80	52,32	51,82	51,64	47,84	50,22
TiO ₂	1,53	1,43	1,58	1,56	1,46	1,57	1,58	1,49	1,60
Al ₂ O ₃	17,79	17,56	18,45	17,40	17,82	17,89	18,10	15,29	19,32
Fe ₂ O ₃	4,87	7,00	6,66	5,06	5,82	5,51	5,37	4,82	8,94
FeO	4,64	3,01	3,57	4,78	3,86	4,44	4,47	5,55	0,95
MnO	0,20	0,20	0,26	0,13	0,26	0,04	0,08	0,05	0,14
MgO	4,78	5,12	5,27	4,77	4,18	4,74	4,91	10,28	4,60
CaO	8,70	8,69	8,87	8,47	9,82	8,65	7,47	9,30	9,20
Na ₂ O	3,22	3,32	3,23	3,37	2,58	3,09	3,78	3,50	3,43
K ₂ O	0,81	0,85	1,40	1,58	0,79	1,30	1,56	1,13	1,04
P ₂ O ₅	0,80	0,72	0,84	1,07	1,08	0,95	1,03	0,73	0,56
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Примечание. Неопубликованные анализы А.И. Дворянкина и Н.И. Филатовой.

Не-нормативные базальты, относящиеся к щелочной оливин-базальтовой серии. Последние характеризуются сильным обогащением легкими лантаноидами и фракционированным спектром REE ($La_n/Sm_n=2,6-3,9$; $La_n/Yb_n=19,4$) (рис. 2.10).

Еще в большей степени близки к продуктам внутриплитного вулканизма базальты Пеледонского ареала, занимающего наиболее тыловое положение в пределах рассматриваемой континентальной окраины (рис. 2.5). Базальты являются не-нормативными, высокотитанистыми (2,0–2,4% TiO₂) и по соотношению кремнезем–щелочи относятся к щелочной оливин-базальтовой серии (рис. 2.7). Распределение REE сильно фракционированное ($La_n/Sm_n=1,9-2,4$; $La_n/Yb_n=6,5-16,7$) и близко к таковому в вулканитах внутриплитных серий (рис. 2.10).

Миоценовый комплекс. Рассматриваемый комплекс охарактеризован на примере Русскогорского и Наваринского ареалов, расположенных соответственно в северной и юго-восточной частях Корякского нагорья (рис. 2.5).

Вулканиты Русскогорского ареала, отнесенные к миоцену, несогласно залегают на породах позднеэоцен-олигоценевого Западнокамчатско-Корякского окраинно-континентального вулканического пояса, слагая вершины столовых гор в западной и южной частях междуречья рек Гребенка–Орловка–Майн [Белый, Мигович, 1971; Афанасьева, 1972; Филатова, 1987; Филатова, Дагис, 1990]. Вероятно, эти вулканиты первоначально представляли собой обширное лавовое плато, впоследствии нарушенное блоковыми подвижками и эрозионными процессами, расчленившими плато на разобщенные поля.

Русскогорский ареал образован преимущественно базальтами, реже андезитобазальтами и андезитами, образующими потоки мощностью от первых метров до первых десятков метров, достигающих общей мощности до 400 м.

Таблица 2.11. Представительные анализы базальтов Пенжинско-Анадырской группы ареалов [Федоров и др., 1996]

Комп.	Ареал, № образца						
	Евдырвеемский		Чинейвеемский			Пеледонский	
	954228	262326	P32512	D155-2	D37-9	77513	77527
SiO ₂	51,38	52,07	50,30	46,38	49,68	45,23	45,90
TiO ₂	1,66	1,07	1,42	2,16	1,62	1,90	2,40
Al ₂ O ₃	15,53	18,07	15,46	14,38	16,27	16,40	16,35
Fe ₂ O ₃	7,06	3,76	7,48	7,06	3,33	3,00	2,90
FeO	5,60	4,72	2,30	4,28	5,91	7,92	7,75
MnO	0,20	0,11	0,14	0,18	0,15	0,17	0,14
MgO	3,69	4,87	6,18	7,10	6,73	8,06	7,18
CaO	7,62	6,83	8,91	8,52	8,13	9,84	8,00
Na ₂ O	3,12	3,20	3,40	3,37	3,78	2,50	3,34
K ₂ O	1,92	2,75	1,04	2,20	1,74	1,20	2,22
P ₂ O ₅	0,39	0,36	0,27	0,72	0,53	0,38	0,30
п.п.п.	1,90	2,03	2,26	2,91	1,94	2,93	3,30
Сумма	100,07	99,84	99,16	99,26	99,81	99,53	99,78
La	22,0	30,0	24,0	36,0	27,0	16,0	26,0
Ce	47,0	67,0	55,0	72,0	61,0	34,0	60,0
Nd	32,0	37,0	31,0	33,0	35,0	20,0	32,0
Sm	7,8	7,0	5,2	8,0	6,0	4,8	6,4
Eu	1,9	2,5	1,4	2,1	2,1	1,4	1,9
Gd	6,6	6,2	4,6	5,6	5,0	5,0	5,0
Er	2,8	3,0	0,80	3,4	2,4	2,0	1,2
Yb	2,2	-	0,80	-	-	1,6	1,0

Иногда встречаются отдельные прослои песчаников и алевроитов мощностью до 10–20 см. Вулканические проявления носили трещинный характер и связаны преимущественно с разломами северо-восточного простирания. К ним приурочены небольшие вулканические жерла, сопровождающиеся шлаковыми конусами и полями бомбовых туфов. Максимально большие скопления вулканических жерловин известны в системе Русскогорской, Гребенкинской и Мамолинской вулcano-плутонических структур. Здесь же наблюдается большое скопление субвулканических тел базальтового и андезитобазальтового состава. Возраст вулканогенных образований на основании датировок абсолютного возраста и структурного положения определен как миоценовый [Филатова, Дагис, 1990].

Базальты и андезитобазальты представлены порфиоровыми разностями с интерсертальной, пилотакситовой и микродолеритовой структурой. Вкрапленники (10–20%) сложены оливином (Fo_{89–78}), плагиоклазом (An_{75–56}), реже – клинопироксеном (Wo_{39–44} En_{43–47} Fs_{11–15}) (табл. 2.12; рис. 2.13). Большая часть

Таблица 2.12. Состав минералов из базальтов верхнего комплекса Русскогорского ареала [Дагис, 1990]

Комп	№ анализа																			
	1ц	2ц	3ц	4ц	5ц	6ц	7ц	8ц	9ц	10ц	11ц	12ц	13ц	14ц	15ц	16ц	17ц	18ц	19ц	20ц
SiO ₂	40,13	40,15	40,15	40,07	49,82	51,06	51,47	51,19	50,63	49,81	53,23	53,46	53,19	53,65	53,39	0,07	0,02	0,07	0,05	0,02
TiO ₂	-	-	-	-	0,99	0,77	0,75	0,74	1,01	1,23	0,31	0,24	0,37	0,28	0,24	1,05	1,12	0,83	4,76	3,36
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	5,08	3,76	3,64	3,75	3,94	4,91	1,89	2,20	2,67	1,59	2,35	31,64	23,41	25,00	10,71	5,19
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,11	23,11	18,62	35,13	41,46
FeO	12,62	13,26	13,04	13,19	6,56	7,26	7,49	7,78	7,91	8,51	13,36	14,83	15,29	16,17	16,67	23,08	24,16	23,4	28,68	29,65
MnO	0,19	0,19	0,18	0,20	0,12	0,12	0,14	0,16	0,17	0,21	0,27	0,24	0,33	0,34	0,36	0,50	0,46	0,44	0,39	0,62
MgO	46,94	45,33	45,87	45,16	14,92	15,68	16,01	16,24	15,08	14,76	28,00	27,47	27,38	26,72	26,38	9,41	7,76	8,35	5,35	3,21
CaO	0,19	0,20	0,18	0,18	21,17	20,01	19,64	18,72	20,24	19,46	1,88	1,51	1,59	1,39	1,36	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	0,50	0,55	0,57	0,56	0,58	0,59	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,05	0,05	0,02	0,07	0,17	0,21	0,18	0,14	0,18	0,19	0,21	0,11	-	-	-	21,26	19,92	23,26	13,55	15,65
NiO	0,28	0,24	0,23	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,15	0,18	0,16	0,38	0,42
Сумма	100,4	99,42	99,67	99,12	99,33	99,42	99,89	99,28	99,74	99,67	99,15	100,0	100,8	100,1	100,8	100,3	100,1	100,1	99,0	99,6
f					19,8	20,6	20,8	21,2	22,7	24,4	21,1	23,2	23,9	23,6	26,2	57,9	63,6	61,1	75,0	83,8
Fo	86,9	85,9	86,2	85,9																
Wo					45,0	42,1	41,1	39,5	42,7	41,7	3,7	2,9	3,1	2,7	2,7					
En					44,1	46,0	46,6	47,7	44,3	44,0	76,0	74,5	73,8	72,6	71,8					
Fs					10,9	11,9	12,3	12,8	13,0	14,3	20,3	22,6	23,1	24,7	25,5					

Примечание. Анализы: 1-4 – оливин, 5-10 – клинопироксены, 11-15 – ортопироксены, 16-20 – шпинель.

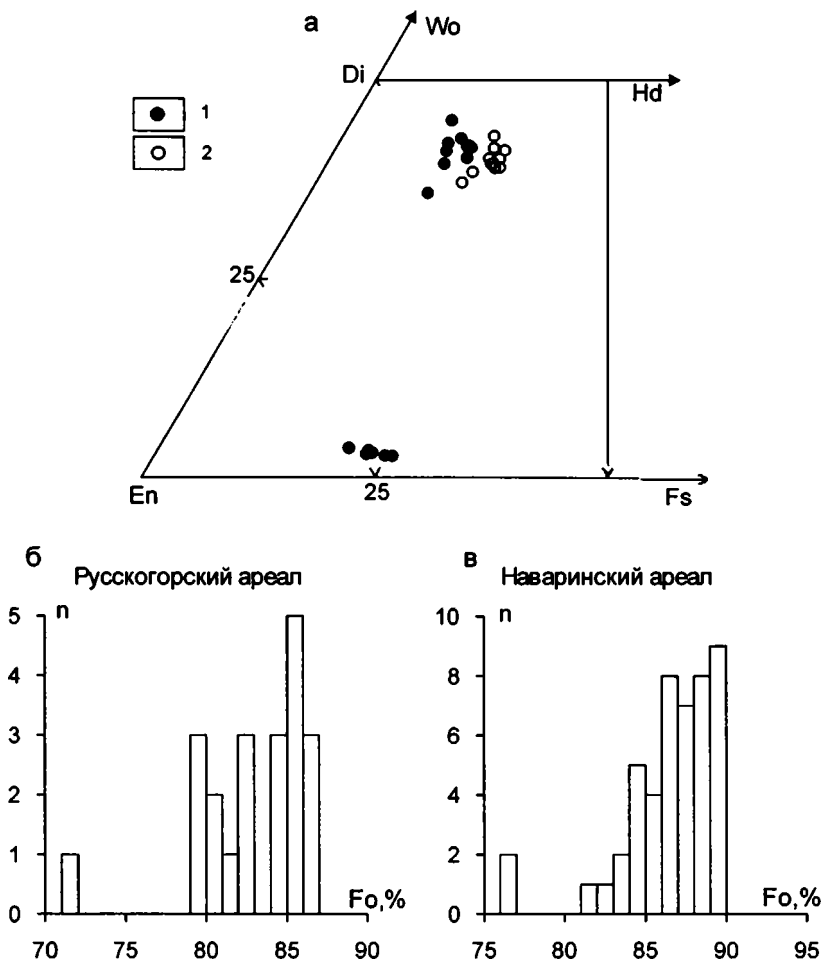


Рис. 2.13. Состав минералов из миоценовых базальтов Русскогорского (1) и Наваринского (2) ареалов
 n – число анализов

кристаллов оливина содержат включения хромшпинелидов. Включения Cr-шпинелей в оливинах встречаются в виде изометричных кристаллов размером от 10 мкм до 0,1 мм и отличаются сильной вариабильностью состава, особенно по TiO_2 . Их состав (табл. 2.12) следующий: $Al_2O_3=23-38\%$, $Cr_2O_3=19-27\%$, $TiO_2=0,58-1,15\%$, $mg_{\#}=0,35-0,6$. Наблюдается закономерность в изменении состава Cr-шпинелей в зависимости от магнезиальности оливина, связанная, вероятно, с изменением условий существования первичных расплавов в процессе эволюции, что отражается в уменьшении магнезиальности, глиноземистости, увеличении хромистости и содержаний титана (рис. 2.14) [Дагис, 1990]. В андезитобазальтах более обычны титаномagnetиты. Ортопироксены в миоценовых породах ареала встречены только в андезитобазальтах, где они образуют идиоморфные фенокристы размером до 1,5 мм. По составу ортопироксены отвечают бронзитам: $Wo_{2,7-3,7}En_{72-76}Fs_{20-25}$.

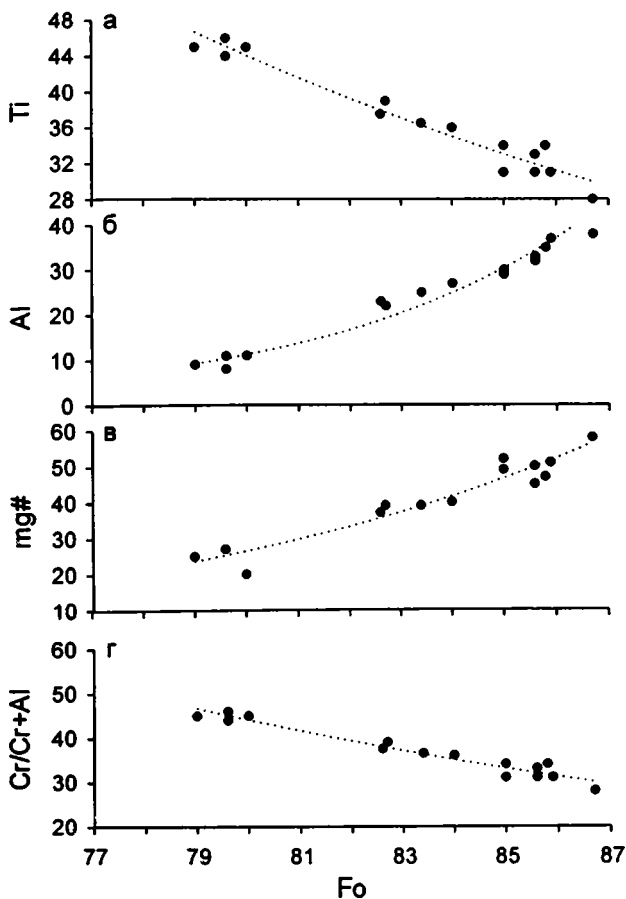


Рис. 2.14. Диаграммы зависимости содержаний Ti, Al, магнезиальности и хромистости включений шпинели от магнезиальности вмещающего оливина из базальтов Русскогорского ареала [Дагис, 1990]

С лавовыми потоками генетически связаны субвулканические тела базальтов и долеритов, близкие по составу лавам и отличающиеся степенью раскристаллизованности основной массы породы, количественными соотношениями и размерами вкрапленников.

Химический состав лав приведен в таблице 2.13. Базальты и андезитобазальты Русскогорского ареала обладают устойчивым возрастанием железистости ($FeO_{\text{общ}}/MgO=1,2-2,8$) и суммы щелочей при росте кремнезема (рис. 2.15), что характерно для переходной от толеитовой к субщелочной серии. Вулканисты характеризуются высокими содержаниями титана (1,3–2,1% TiO_2), увеличением концентрации TiO_2 на начальных стадиях эволюции и относительным понижением на поздних. Породам присущи высокие содержания глинозема, уменьшающиеся в наиболее фракционированных членах субщелочной серии. Отмечается прямая линейная зависимость между содержаниями железа и кальция с общей магнезиальностью породы, обусловленная фракционированием плаггиоклаза, оливина и клинопироксена.

Таблица 2.13. Представительные анализы вулканитов верхнего комплекса Русскогорского ареала Корякского нагорья

Комп.	№ образца								
	134-1*	201-3	134-8	134-9	6*	212-2*	201-6	134-2	19*
SiO ₂	49,75	48,23	50,97	51,10	51,97	53,57	51,24	52,36	55,88
TiO ₂	1,77	1,69	1,71	1,68	1,89	2,05	1,97	1,57	1,48
Al ₂ O ₃	17,16	17,40	17,66	17,96	18,27	17,45	17,30	18,75	18,32
Fe ₂ O ₃	-	5,44	5,31	4,11	-	-	4,37	3,35	-
FeO	9,55	3,85	3,27	4,36	9,27	8,43	4,12	3,12	8,38
MnO	0,16	0,12	0,15	0,17	0,15	0,12	0,14	0,12	0,15
MgO	7,98	7,11	7,79	7,74	4,99	5,45	7,35	4,96	4,13
CaO	9,45	8,49	9,12	8,36	8,27	7,33	8,11	7,65	6,74
Na ₂ O	3,15	3,15	3,08	2,96	4,17	3,89	3,19	4,20	3,95
K ₂ O	0,71	0,61	0,25	0,58	0,83	1,3	0,39	0,83	0,82
P ₂ O ₅	0,32	0,22	0,29	0,31	0,39	0,40	0,29	0,33	0,31
п.п.п.	-	2,89	0,98	1,18	-	-	1,71	2,17	-
Сумма	100,00	99,20	100,58	100,51	100,20	99,99	100,18	99,41	100,16
Sc	32	30	33	31	-	-	36	18	-
Cr	240	230	245	185	25	76	196	88	16
Ni	132	115	127	98	29	56	117	35	14
Co	36	50	41	26	32	26	38	30	15
V	290	220	225	200	190	190	210	210	100
Rb	9	14	11	16	10	16	12	9	10
Sr	851	570	570	836	765	575	535	690	817
Ba	242	260	235	286	301	313	325	350	356
Hf	3,24	3,70	3,64	3,56	-	-	3,74	3,60	3,45
Zr	145	154	165	185	213	227	210	256	276
Y	19	21	24	26	27	26	27	28	33
Ta	0,46	0,48	0,51	0,48	-	-	0,50	0,74	0,50
Th	0,83	0,85	1,0	0,9	-	-	1,2	1,1	0,88
La	13,0	14,50	15,6	15,5	17,0	18,0	17,5	15,0	21,0
Ce	26,2	38,70	22,4	21	50,0	48,0	46,0	33,0	55,0
Nd	14,9	17,40	16,0	17	20,0	19,0	18,0	13,0	21,0
Sm	2,95	3,64	3,0	3,1	6,6	5,2	5,8	3,80	5,0
Eu	1,2	1,8	1,4	1,3	1,6	2,1	1,7	1,1	1,8
Gd	3,37	3,48	3,40	-	5,0	5,0	-	-	5,1
Tb	0,48	0,57	0,51	0,48	-	-	0,64	0,60	0,70
Er	-	-	-	-	2,8	2,6	-	-	2,5
Yb	2,4	1,70	2,2	2,1	2,2	1,9	2,6	1,7	2,4
Lu	-	0,17	0,21	0,22	-	-	0,28	0,25	-

Примечание. * – по [Дагис, 1990].

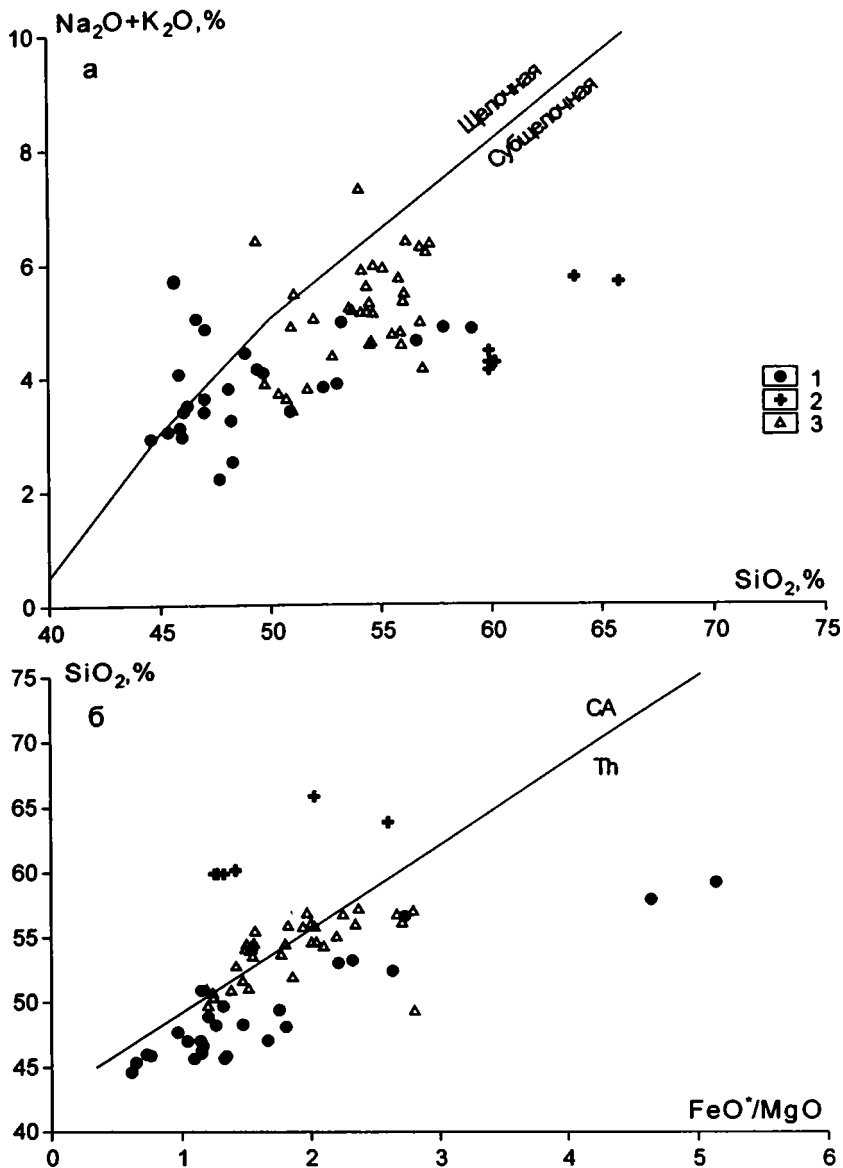


Рис. 2.15. Петрохимические характеристики неогеновых пород Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

1–2 – Наваринский ареал: 1 – потоки базальтов, 2 – экструзивные тела; 3 – Русскогорский ареал. Разделительные линии по [Irvine, Baragar, 1971; Miyashiro, 1974]. Наряду с оригинальными анализами, использованы материалы [Дагис, 1990]

Концентрации когерентных элементов в наименее дифференцированных базальтах высокие, превышающие таковые в вулканитах активных континентальных окраин, и близки к базальтам океанических островов и континентальных рифтов ($\text{Cr} > 230$, $\text{Ni} > 110$ г/т). Породы характеризуются отношением

Ti/V=35–90, что соответствует спектру составов от N-типа до E-типа MORB [Shervais, 1982]. Содержание ванадия слабо связано с ростом SiO₂, что отражает устойчивость фракционирования Cr-шпинель-оливинового парагенезиса в основных членах серии. Некоторое снижение V связано с фракционированием магнетита, присутствующего в составе андезитобазальтов.

Базальты характеризуются повышенным содержанием Sr и пониженным Rb. В целом Rb накапливается при дифференциации, тогда как содержания Sr падают. Концентрация Ba (230–380 г/т) слабо зависит от дифференцированности породы. Базальты Русскогорского ареала умеренно дифференцированы в отношении высокозарядных элементов (рис. 2.16). Отмечается преобладающий рост циркония (140–270 г/т) относительно иттрия, обусловленный, вероятно, фракционированием клинопироксена. По соотношению Zr/Y–Zr породы занимают поле внутриплитных базальтов [Филатова, Дагис, 1990]. В целом, базальты обогащены HFS-элементами; значения Hf/Th, Ba/Zr, Ba/Ta смещены в сторону более несовместимого элемента, что типично для производных обогащенного источника. На диаграмме Th–Hf–Ta базальты располагаются в пограничной области составов E-MORB и WPB (рис. 2.17). Однако в базальтах Русскогорского ареала отмечается типичный для надсубдукционных лав Ta минимум (рис. 2.16). Спектр REE умеренно фракционированный (La_n/Sm_n=2,0–2,5; La_n/Yb_n=4,0–4,5) (рис. 2.18). В андезитобазальтах отмечается небольшая Eu-аномалия, согласующаяся с повышенным содержанием в породе Sr. Отношения изотопов стронция, неодима и свинца умеренно деплементированные (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,703289–0,703669; ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd=0,512828–0,512944, εNd=3,8–6,0; ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=18,201–18,230; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb=15,495–15,520; ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb=37,877–37,972; Δ8/4Pb=24–30) (табл. 2.4; рис. 2.4).

Один из наиболее крупных (до 70 км²) ареалов распространения позднекайнозойских вулканитов на востоке Корякского нагорья располагается на мысе Наварин и в бассейне р. Эгейнмыеим. Предыдущими исследователями [Бушуев, 1954; Занюков и др., 1976] эти вулканиты рассматривались как единый вулканический комплекс позднечетвертичного возраста. Наши работы показали, что среди этих образований можно выделить два различающихся по возрасту и вещественному составу комплекса пород – миоценовый и нижнечетвертичный [Колосков и др., 1992]. Миоценовые вулканиты Наваринского ареала состоят из нескольких разобщенных полей (рис. 2.19), наиболее крупное из которых слагает непосредственно мыс Наварин [Колосков и др., 1992]. Эти вулканиты, выделенные здесь в качестве керекского комплекса, несогласно перекрывают дислоцированные меловые образования и представлены рядом переслаивающихся потоков с суммарной мощностью от 5–15 м на северо-западе до 400–450 м на юге. Наряду с эффузивными фациями в составе комплекса известны пирокластические образования, а также экструзии и дайки андезитов и дацитов (рис. 2.20). Извержения были связаны с отдельными длительно эволюционировавшими центрами. Возрастные датировки, полученные K–Ar методом (22,3±2,3 млн лет (0,75% K, обр.760) – видимое основание комплекса и 11,5±0,5 млн лет (0,92% K, обр.801) – верхняя часть комплекса), дают представление о возрастном интервале проявления вулканизма, хотя не исключено, что большая цифра связана с избыточным содержанием ⁴⁰Ar в породе.



Рис. 2.16. Распределение несовместимых элементов в неогеновых вулканитах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

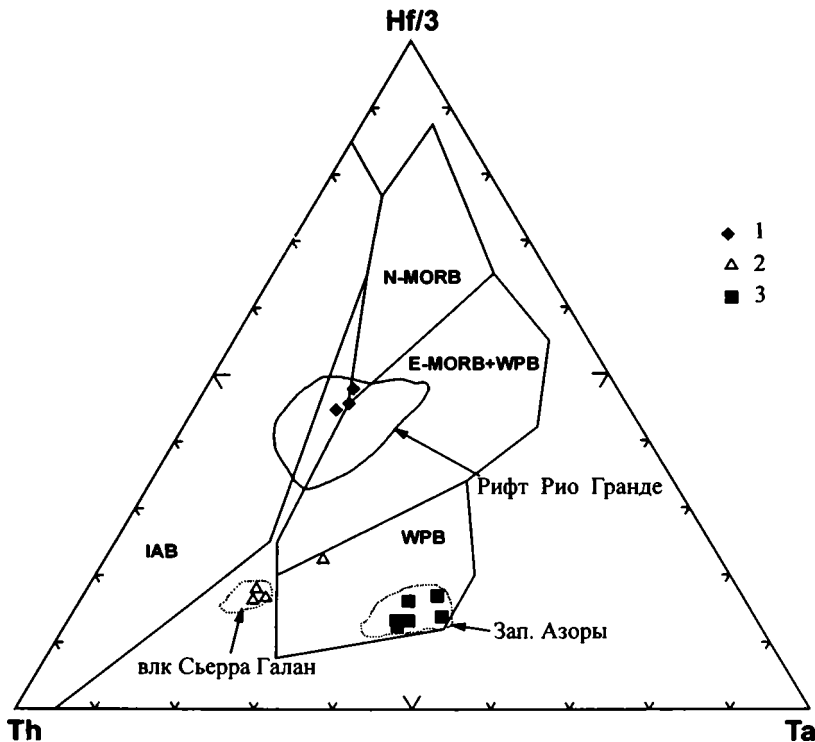


Рис. 2.17. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для неогеновых и плиоцен-плейстоценовых базальтов Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

1, 2 – миоценовый комплекс, ареалы: 1 – Русскогорский, 2 – Наваринский, 3 – раннеплейстоценовый комплекс, Наваринский ареал. Поля базальтов различных геодинамических обстановок см. рис. 2.9. Поля составов базальтов плато Таос, рифт Рио Гранде по [Dungan et al., 1986], вулкана Сьерра Галан, Аргентина по [Thorpe et al., 1984], Западных Азор по [Wood, 1980]

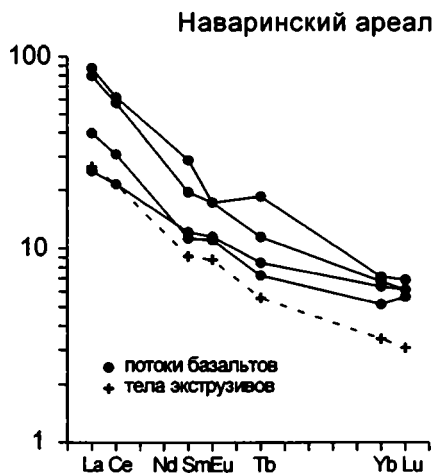
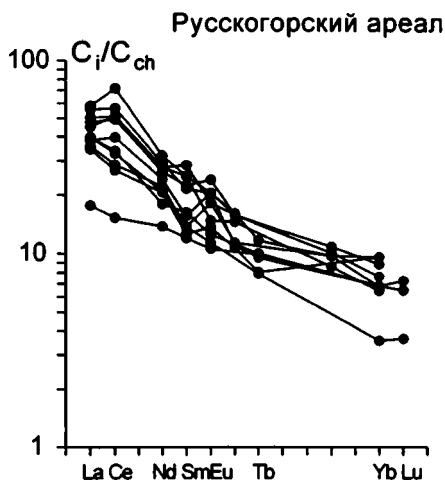


Рис. 2.18. Распределение редкоземельных элементов в неогеновых вулканитах Пенжинско-Анадырско-Корякского региона

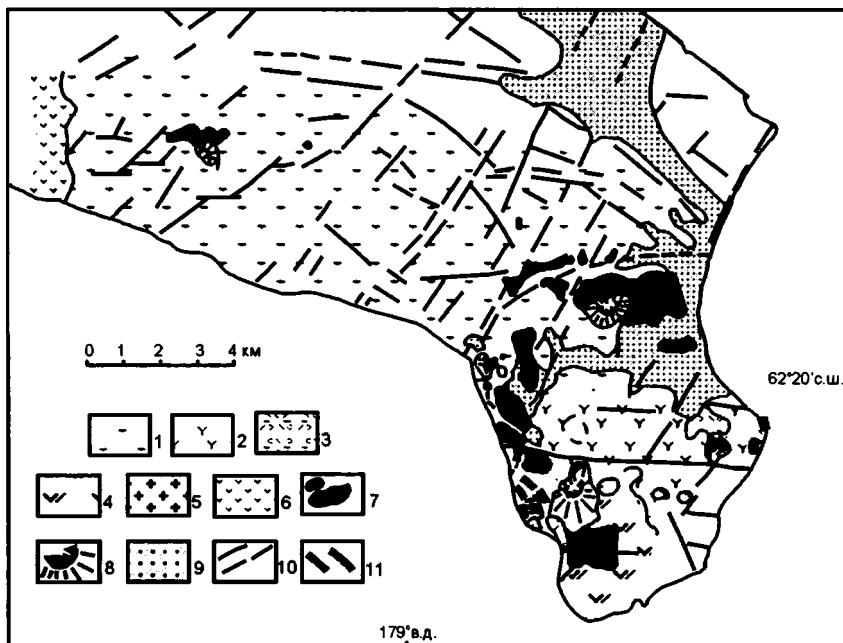


Рис. 2.19. Схема геологического строения юго-восточной части Корякского нагорья (мыс Наварин) [Колосков и др., 1992]

1 – породы мезозойского фундамента; 2–5 – вулканические образования керекского комплекса: 2 – преимущественно лавы клинопироксен-плагноклаз-оливиновых базальтов, 3 – шлаковые конусы и постройки, 4 – существенно плагноклазовые базальты и андезитобазальты, 5 – экструзивы амфиболовых андезитов и дацитов; 6 – покровы плагноклазовых базальтов в бассейне р. Рассомаха; 7–8 – вулканические образования наваринского комплекса: 7 – покровы щелочных оливиновых базальтов и базанитов, 8 – шлаковые конусы и постройки; 9 – четвертичные, преимущественно аллювиальные образования; 10 – разрывные нарушения; 11 – береговые оползни

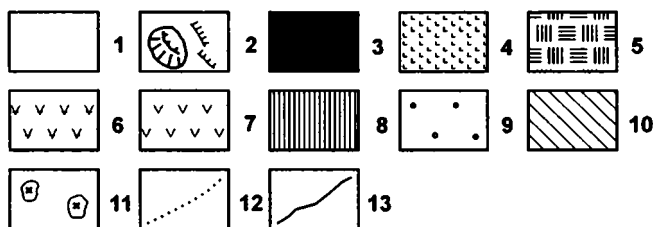
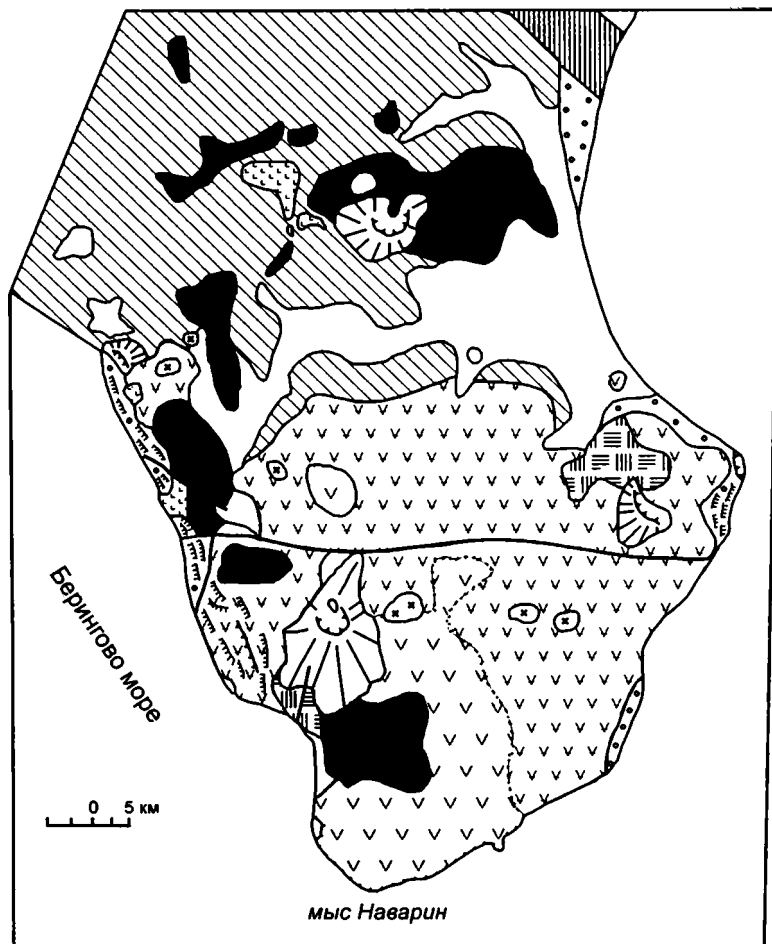


Рис. 2.20. Схема геологического строения мыса Наварин

1 – четвертичные, преимущественно аллювиальные образования; 2–4 – вулканические образования наваринского комплекса: 2 – шлаковые конусы и постройки, 3 – покровы щелочных оливиновых базальтов и базанитов, 4 – питающие каналы; 5–7 – вулканические образования керекского комплекса: 5 – шлаковые конусы и постройки, 6 – преимущественно лавы клинопироксен-плагиоклаз-оливиновых базальтов, 7 – существенноплагиоклазовые базальты и андезитобазальты; 8 – палеоген нерасчлененный: туффиты, туфы основного–среднего состава; 9 – гангутская свита (маастрехт–даний): песчаники, конгломераты, аргиллиты; 10 – кенвутская свита (баррем–апт): туфопесчаники, туфы, туффиты; 11 – экструзивы амфиболовых андезитодацитов и дацитов; 12 – границы вулканогенных фаций; 13 – разрывные нарушения

Эффузивные фации керекского комплекса образованы преимущественно базальтами и андезитобазальтами. Породы представлены афировыми, реже порфиоровыми разностями с интерсертальной и микродолеритовой, редко пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристаллы (до 10–15 об.%) в базальтах и андезитобазальтах: оливин (Fo_{89-76}), титанистый (TiO_2 0,8–1,2%) авгит ($\text{Wo}_{37-43}\text{En}_{40-42}\text{Fs}_{16-18}$) и битовнит-лабрадор (An_{87-56}) (табл. 2.14; рис. 2.13). Кристаллы оливина часто содержат включения титаномагнетита и сульфидов, реже – шпинели (0,5–1,2% TiO_2 ; $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al} = 21-33$) (табл. 2.14). Андезиты и андезитодациты экструзивов наряду с плагиоклазами и клинопироксенами в качестве вкрапленников также содержат высокомагнезиальную первичную зеленую роговую обманку, указывающую на некоторую «обводненность» исходных магматических расплавов.

Базальты комплекса – умереннокалиевые, *Нур*-нормативные толеиты (табл. 2.15), характеризующиеся повышенными содержаниями титана (1,3–1,9% TiO_2), циркония, тантала, сильно фракционированным спектром распределения REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,9-3,9$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,8-11,8$) (рис. 2.18) – отличают базальты и андезитобазальты керекского комплекса от типичных надсубдукционных вулканитов, сближая их с продуктами внутриплитного вулканизма. С другой стороны, повышенная глиноземистость, наличие Ta-Nb аномалии обуславливают сходство базальтов комплекса с надсубдукционными вулканитами (рис. 2.16б). На диаграмме Th-Hf-Ta базальты в основном располагаются между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (рис. 2.17), занимая область составов базальтов вулкана Сьерра Галан (Аргентинские Анды), рассматривающихся как пример ассимиляционно-фракционно-кристаллизационной эволюции продуктов внутриплитного источника зоны растяжения на активной континентальной окраине [Thorpe et al., 1984]. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,703386–0,703630), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512892–0,512897; $\epsilon\text{Nd}=5,0-5,1$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,344–18,418), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,503–15,524) близки к таковым в базальтах Русскогорского ареала при более высоких значениях $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,058–38,059) и более низких $\Delta 8/4\text{Pb}$ (16–25) (рис. 2.3, 2.4) [Федоров и др., 2005].

Несколько отличен состав субвулканических тел, включенных нами в керекский комплекс (табл. 2.15). Андезиты и андезитодациты, слагающие эти образования, по сравнению с эффузивными фациями отличаются иными трендами дифференциации и абсолютными содержаниями ряда элементов (рис. 2.16), что, на наш взгляд, могло быть связано с ликвационным расщеплением магмы на интрателлурическом этапе дифференциации.

Раннеплейстоценовый комплекс. Ареалы распространения пород этого возраста в пределах рассматриваемого региона известны только в районе мыса Наварин [Занюков и др., 1976; Федоров, Серегина, 1990; Колосков и др., 1992].

Лавовые потоки комплекса, выделенного здесь как наваринский, имеют небольшую мощность (от первых метров до 40 м) и залегают на меловых образованиях и на вулканитах миоценового комплекса [Колосков и др., 1992]. Характерно наличие небольших (высотой от 300 до 500 м) хорошо сохранившихся шлаковых конусов; встречаются прекрасно отпрепарированные некки, а также дайки из фаций магмоподводящей системы (рис. 2.20). Возраст пород определен как раннеплейстоценовый (1,59–1,45 млн лет) [Колосков и др., 1992].

Таблица 2.14. Состав минералов из базальтов керекского комплекса Наваринского ареала

Оливин											
Комп.	№ анализа										
	1ц	2ц	3ц	4ц	4к	5ц	5к				
SiO ₂	39,69	39,37	40,57	40,68	40,67	40,49	40,25				
TiO ₂	0,04	0,08	-	-	0,02	-	-				
FeO	16,54	19,21	16,06	16,15	16,25	12,36	13,48				
MnO	0,24	0,31	0,25	0,21	0,22	0,21	0,21				
MgO	43,19	40,00	43,91	43,52	41,89	46,89	45,69				
CaO	0,15	0,20	0,17	0,18	0,23	0,17	0,20				
Cr ₂ O ₃	0,01	-	-	0,06	0,05	0,04	0,05				
NiO	0,02	-	-	-	0,05	0,05	0,04				
Сумма	99,88	99,17	100,96	100,80	99,38	100,21	99,92				
Fo	81,8	79,0	83,0	83,0	82,4	87,5	86,3				
Пироксены											
Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8			
SiO ₂	50,00	51,80	49,29	50,59	51,53	51,02	51,34	49,82			
TiO ₂	1,13	1,08	1,25	0,99	0,72	1,03	0,96	1,16			
Al ₂ O ₃	3,10	2,55	3,93	2,32	2,20	2,29	2,11	3,76			
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01			
FeO	10,26	11,19	9,73	11,27	9,71	10,33	10,82	10,81			
MnO	0,41	0,42	0,35	0,48	0,32	0,40	0,38	0,38			
MgO	13,84	14,43	13,49	13,96	16,09	14,25	14,24	13,23			
CaO	19,31	18,39	19,90	18,05	17,70	18,72	18,48	18,80			
Na ₂ O	0,48	0,46	0,33	0,40	0,05	0,14	0,16	0,13			
Сумма	98,55	100,33	98,28	98,07	98,33	98,19	98,50	98,10			
f	29,4	30,3	28,8	31,2	25,3	28,9	29,9	31,4			
Wo	41,5	39,0	43,0	39,0	37,1	40,2	39,5	41,2			
En	41,4	42,5	40,6	42,0	47,0	42,5	42,4	40,3			
Fs	17,2	18,5	16,4	19,0	15,9	17,3	18,1	18,5			
Плагиоклазы											
Комп.	№ анализа										
	1ц	1к1	1к2	1к3	2ц	2к	3ц	3к	4ц	5ц	5к
SiO ₂	46,89	47,97	52,57	54,68	47,74	51,55	47,54	48,85	49,53	50,97	52,68
Al ₂ O ₃	34,42	33,6	30,14	28,84	33,78	31,16	34,21	33,01	32,8	31,73	30,27

Окончание таблицы 2.14

Комп.	№ анализа										
	1ц	1к1	1к2	1к3	2ц	2к	3ц	3к	4ц	5ц	5к
CaO	17,29	16,09	12,68	11,27	16,48	13,62	16,56	15,58	15,21	14,23	12,7
Na ₂ O	1,42	2,03	3,91	4,71	1,8	3,34	1,73	2,23	2,62	3,16	4,08
K ₂ O	0,06	0,09	0,26	0,34	0,05	0,2	0,09	0,13	0,13	0,21	0,28
Сумма	100,1	99,78	99,56	99,84	99,85	99,87	100,1	99,8	100,3	100,3	100,0
Ап	86,8	81	63,2	55,8	83,3	68,5	83,6	78,8	75,7	70,5	62,2
Рудные минералы											
Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,02	-	-	-	10,41	-	3,48	-	2,04	-	-
TiO ₂	0,48	45,29	18,17	19,39	11,15	18,02	14,53	18,35	8,98	19,77	19,42
Al ₂ O ₃	35,87	0,06	1,51	1,27	3,87	1,70	3,52	1,35	2,30	2,22	2,28
Fe ₂ O ₃	10,75	15,39	65,25	61,88	62,15	65,69	61,33	65,69	48,72	32,54	31,91
FeO	16,96	28,53	11,05	13,05	3,07	10,25	11,95	11,21	37,17	40,11	41,92
MnO	0,22	0,84	0,79	0,69	0,54	0,75	0,79	0,62	0,18	0,57	0,55
MgO	14,46	6,26	3,05	2,42	8,82	3,48	3,79	2,96	0,05	4,75	4,84
Cr ₂ O ₃	22,28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	101,0	96,37	99,82	98,7	100,0	99,89	99,39	100,2	99,44	99,96	100,9

Примечание. Анализы: 1 – шпинель из включения в оливине, 2 – ильменит, 3–11 – магнетиты.

Таблица 2.15. Представительные анализы вулканитов керекского комплекса Наваринского ареала Корякского нагорья

Комп.	№ образца									
	757	760	723	774	758	800	761	765	801	
SiO ₂	53,02	48,46	50,90	48,36	52,40	49,40	46,00	46,08	45,90	
TiO ₂	1,80	1,67	1,60	1,81	1,76	1,48	1,51	1,61	1,58	
Al ₂ O ₃	17,92	18,01	16,82	18,01	18,51	18,82	14,80	15,78	14,99	
Fe ₂ O ₃	5,07	3,25	4,87	4,19	5,59	3,44	2,86	5,76	2,57	
FeO	3,39	5,69	3,16	5,64	2,98	5,29	6,61	3,74	6,61	
MnO	0,14	0,14	0,14	0,15	0,05	0,12	0,17	0,12	0,14	
MgO	3,59	4,01	6,56	5,21	3,04	4,78	12,58	7,76	11,74	
CaO	9,41	10,17	10,76	9,52	9,51	10,06	9,82	12,48	10,26	
Na ₂ O	2,81	3,15	2,44	2,80	2,81	3,43	2,03	2,50	2,02	
K ₂ O	1,04	0,89	0,93	0,97	0,98	0,68	0,91	0,88	1,08	
P ₂ O ₅	0,24	0,41	0,22	0,39	0,23	0,24	0,20	0,70	0,27	

Продолжение таблицы 2.15

Комп.	№ образца								
	757	760	723	774	758	800	761	765	801
H ₂ O	0,83	-	0,89	0,65	1,13	-	0,70	0,99	0,78
п.п.п.	1,31	2,44	1,19	2,48	1,75	2,25	2,08	2,02	2,49
Сумма	100,62	99,64	100,65	99,74	100,78	100,63	100,27	100,42	100,54
Cr	56	44	132	30	64	394	36	310	371
Ni	40	37	90	24	46	216	31	155	192
Co	26	36	31	28	29	53	17	43	52
V	184	218	248	185	222	232	110	280	188
Rb	15	10	15	16	13	13	13	10	15
Sr	954	755	887	857	958	596	596	634	458
Ba	591	297	526	316	536	203	203	323	135
Zr	153	201	130	196	151	153	153	190	152
Y	21	21	19	23	19	18	18	21	20
Nb	13	20	12	20	11	13	13	20	14
La	15,0	33,0	-	30,0	-	9,5	-	-	-
Ce	30,0	60,0	-	56,0	-	21,0	-	-	-
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sm	2,6	6,6	-	4,5	-	2,8	-	-	-
Eu	0,96	1,5	-	1,5	-	1,0	-	-	-
Tb	0,43	1,1	-	0,68	-	0,50	-	-	-
Yb	1,3	1,8	-	1,7	-	1,6	-	-	-
Lu	0,22	0,27	-	0,24	-	0,24	-	-	-
Sc	27	28	-	29	-	31	-	-	-
Th	2,5	3,5	-	-	-	1,1	-	-	-
U	1,0	1,1	-	-	-	0,4	-	-	-
Hf	2,2	2,4	-	4,1	-	-	-	-	-
Ta	0,93	1,1	-	1,6	-	-	-	-	-
Комп.	№ образца								
	768	794	797	810	775	745	748	766	796
SiO ₂	48,22	47,02	46,24	59,11	57,82	60,17	59,50	65,80	59,89
TiO ₂	1,77	1,78	1,68	1,28	1,26	1,30	1,30	0,98	1,40
Al ₂ O ₃	15,79	15,24	16,31	17,01	17,09	18,08	18,04	16,32	18,14
Fe ₂ O ₃	3,70	3,28	4,36	5,68	5,99	1,96	2,14	2,60	2,22
FeO	5,99	7,11	5,40	2,91	2,93	2,69	2,57	1,87	2,46
MnO	0,17	0,16	0,13	0,09	0,10	0,11	0,07	0,08	0,08
MgO	7,39	8,81	8,11	1,56	1,79	3,14	3,52	2,07	3,55

Окончание таблицы 2.15

Комп.	№ образца								
	768	794	797	810	775	745	748	766	796
CaO	10,56	10,56	10,95	4,97	5,20	6,72	6,54	2,88	5,86
Na ₂ O	2,41	2,39	2,41	3,32	3,36	3,36	3,36	3,23	3,17
K ₂ O	0,81	1,21	1,07	1,51	1,49	0,88	0,89	2,41	0,93
P ₂ O ₅	0,25	0,31	0,35	0,39	0,37	0,13	0,14	0,13	0,19
H ₂ O	0,23	0,75	-	0,84	0,64	0,10	0,80	0,32	0,86
п.п.п.	2,37	1,49	3,03	1,28	2,16	0,96	1,04	1,29	1,83
Сумма	99,71	100,11	100,04	99,95	100,20	99,62	100,32	100,05	100,60
Cr	180	248	268	36	12	38	26	34	30
Ni	62	114	140	31	7	34	34	16	26
Co	42	40	42	17	19	18	17	9	17
V	220	220	202	110	185	100	115	120	105
Rb	9	13	12	18	12	14	14	37	12
Sr	739	671	859	471	380	459	455	226	474
Ba	270	368	357	302	190	292	252	544	313
Zr	172	151	170	171	200	130	131	168	147
Y	24	22	22	19	23	16	17	26	17
Nb	20	16	20	11	15	9	10	8	9
La	-	-	-	-	-	9,0	9,8	-	10,0
Ce	-	-	-	-	-	18,0	18,0	-	21,0
Nd	-	-	-	-	-	9,8	11,0	-	-
Sm	-	-	-	-	-	2,2	2,4	-	2,1
Eu	-	-	-	-	-	0,85	0,84	-	0,7
Tb	-	-	-	-	-	0,39	0,45	-	0,33
Yb	-	-	-	-	-	1,20	1,30	-	0,86
Lu	-	-	-	-	-	0,17	0,21	-	0,12
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	16
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3
U	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
Hf	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Образцы: 757, 760, 723, 774, 758, 800, 761, 765, 801, 768, 794, 797, 810 и 775 – лавовые потоки; образцы 745, 748, 766 и 796 – экструзивные тела.

Комплекс образован щелочными оливиновыми базальтами и базальтами, включающими афировые и субафировые разности с микродолеритовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены оливином (Fo₉₀₋₆₅), клинопироксеном (Wo₄₅₋₅₂En₃₆₋₄₆Fs₈₋₁₃) и крайне редко плагиоклазами (табл. 2.16; рис. 2.21). Шпинелиды в базальтах представлены тремя основными

Таблица 2.16. Состав минералов из базанитов наваринского комплекса Корякского нагорья

Оливин

Комп.	№ анализа										
	1ц	2ц	3ц	4ц	5ц	6ц	7ц	8ц	9ц	10ц	11ц
SiO ₂	37,72	38,76	38,67	39,68	41,64	39,85	39,65	39,68	40,15	39,38	39,65
FeO	23,43	20,74	20,59	15,45	9,99	15,21	13,94	21,24	21,48	21,74	20,73
MnO	0,44	0,29	0,35	0,20	0,19	0,16	0,15	0,61	0,58	0,53	0,53
MgO	38,30	40,54	41,09	44,60	48,96	44,90	45,43	37,79	37,94	37,29	38,83
CaO	0,29	0,09	0,08	0,15	0,07	0,16	0,16	0,23	0,30	0,20	0,24
Сумма	100,2	100,4	100,8	100,1	100,9	100,3	99,33	99,55	100,5	99,14	99,98
Fo	74,5	77,7	78,1	83,7	89,7	84,0	85,3	75,5	75,4	74,9	76,5

Пироксены

Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45,56	46,64	47,68	47,07	43,90	45,71	46,76	45,74	46,77	44,98	45,89
TiO ₂	3,74	3,15	3,06	3,00	3,61	3,35	2,61	3,60	3,07	3,22	2,71
Al ₂ O ₃	8,20	7,02	5,84	7,39	8,46	8,92	7,11	7,80	7,86	8,27	7,83
Cr ₂ O ₃	0,11	0,09	0,07	0,20	0,42	0,16	0,27	0,09	0,03	0,03	0,02
FeO	7,47	7,08	6,80	6,46	7,45	7,49	6,76	7,99	7,52	7,94	7,97
MnO	0,12	0,12	0,12	0,10	0,08	0,10	0,13	0,17	0,12	0,12	0,11
MgO	11,57	12,35	11,96	12,65	11,79	11,38	12,62	11,57	11,75	11,48	11,79
CaO	23,24	23,38	23,99	23,06	23,00	22,17	22,91	22,86	22,27	22,61	22,61
Na ₂ O	0,75	0,60	0,83	0,80	0,50	1,28	0,60	0,62	1,16	0,39	0,38
Сумма	100,8	100,4	100,4	100,7	99,2	100,6	99,8	100,4	100,6	99,1	99,3
f	26,6	24,3	24,2	22,3	22,2	27,0	23,1	27,9	26,4	27,9	27,5
Wo	51,5	50,7	52,3	50,5	50,9	50,6	50,1	50,6	50,1	50,5	50,0
En	35,6	37,3	36,2	38,5	36,3	36,1	38,4	35,6	36,8	35,7	36,3
Fs	12,9	12,0	11,5	11,0	12,8	13,3	11,5	13,2	13,1	13,8	13,7
Комп.	№ анализа										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	48,57	50,61	50,66	50,34	44,14	46,75	45,49	46,11	50,21	49,97	51,37
TiO ₂	2,58	0,44	0,48	0,48	3,51	3,20	3,02	2,64	1,68	0,91	0,78
Al ₂ O ₃	5,82	10,07	9,93	10,19	8,95	6,72	7,98	7,94	4,34	4,82	3,37
Cr ₂ O ₃	0,02	0,33	0,31	0,25	0,47	0,01	0,38	0,09	0,22	0,62	0,87
FeO	8,22	4,69	4,85	4,75	8,78	8,92	7,91	8,28	7,75	7,85	5,75
MnO	0,16	0,16	0,20	0,16	0,10	0,14	0,12	0,10	0,15	0,16	0,15

Продолжение таблицы 2.16

Комп.	№ анализа										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
MgO	12,22	14,12	13,99	14,05	11,57	12,17	11,72	11,60	14,21	13,40	15,30
CaO	22,34	18,96	18,88	18,93	22,13	22,01	22,15	21,75	21,66	21,44	21,73
Na ₂ O	0,74	1,58	1,53	1,59	0,49	1,09	0,32	0,78	0,53	0,53	0,28
Сумма	100,7	100,9	100,8	100,7	100,1	101,0	99,1	99,3	100,8	99,7	99,6
f	27,4	15,8	16,3	16,0	29,2	29,2	27,4	28,6	23,4	75,3	17,4
Wo	48,8	44,9	44,8	44,9	49,1	47,9	49,6	49,1	45,6	46,4	45,7
En	37,2	46,6	46,2	46,3	35,7	36,9	36,5	36,4	41,7	40,4	44,8
Fs	14,0	8,5	9,0	8,8	15,2	15,2	13,9	14,5	12,7	13,2	9,5

Примечание. Анализы: 1–15 – Наваринский участок ареала, 16–22 – участок руч. Бараньего.

Шпинель

Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	0,00	0,00	1,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,05	0,02	7,16
TiO ₂	0,11	0,12	2,82	0,12	0,18	0,16	0,18	1,47	1,74	1,44	1,21
Al ₂ O ₃	57,19	45,92	31,45	46,29	60,57	61,84	61,05	33,00	32,54	32,44	30,07
Fe ₂ O ₃	0,24	1,58	6,05	2,09	0,00	0,00	0,09	11,80	12,85	11,65	9,29
FeO	9,77	11,52	20,32	11,51	8,29	9,20	6,91	18,60	18,76	18,26	14,30
MnO	0,11	0,34	0,41	0,38	0,10	0,10	0,12	0,24	0,21	0,20	0,23
MgO	20,31	18,09	13,18	18,42	21,29	20,91	22,39	13,03	13,11	12,90	21,12
Cr ₂ O ₃	11,59	22,21	22,21	22,97	7,73	8,31	7,51	22,75	21,93	22,67	15,93
Сумма	99,3	99,8	99,7	101,8	98,2	100,5	98,3	100,9	101,2	99,6	99,3

Примечание. Анализы: 1, 8–11 – включения в оливине; 2–7 – отдельные зерна в основной массе.

Магнетиты

Комп.	№ анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0,00	0,00	1,13	1,42	1,54	0,00	0,00	0,00	0,00	5,53
TiO ₂	18,54	18,64	22,50	18,65	22,83	19,89	20,07	22,41	22,76	20,09
Al ₂ O ₃	1,97	2,12	1,78	2,03	1,75	1,61	3,35	2,97	2,67	3,18
Fe ₂ O ₃	32,50	32,06	19,98	29,20	21,46	30,43	28,54	24,06	24,23	16,46
FeO	43,10	42,98	44,31	43,92	47,07	44,41	44,20	47,16	47,77	48,69
MnO	0,66	0,71	0,73	0,71	0,87	0,70	0,76	0,58	0,57	0,61
MgO	3,01	3,08	3,67	3,17	4,25	3,00	3,81	3,45	3,18	4,18

Окончание таблицы 2.16

Комп.	№ анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cr ₂ O ₃	0,29	0,25	0,32	0,29	0,24	0,12	1,03	1,42	1,00	0,67
Сумма	100,4	96,0	96,1	100,5	100,2	100,2	101,7	102,0	102,1	99,41

Примечание. Анализы: 1–4, 6, 8–10 – отдельные зерна в основной массе; 5, 7 – включения в оливине.

Лейкократовые минералы

Комп.	№ анализа										
	1ц	1к	2ц	2к1	2к2	3ц	4ц	5ц	6ц	7ц	8ц
SiO ₂	52,09	53,21	52,69	52,54	56,96	54,52	54,93	55,72	55,90	55,96	54,94
TiO ₂	0,11	0,09	0,08	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,11	0,12	0,11
Al ₂ O ₃	29,96	29,40	29,16	30,09	26,43	23,75	23,87	25,02	24,90	23,97	23,64
FeO	0,58	0,65	0,05	0,52	0,33	0,36	0,41	0,42	0,31	0,02	0,75
MgO	0,02	0,02	0,01	-	0,01	-	-	0,02	0,02	-	0,01
CaO	11,78	11,03	11,16	11,53	7,66	0,01	0,01	0,05	0,04	0,01	0,04
Na ₂ O	4,19	4,58	4,53	4,23	6,26	0,28	0,19	0,17	0,23	0,28	0,04
K ₂ O	0,21	0,24	0,30	0,27	0,57	21,85	22,20	19,95	18,81	20,90	21,85
Сумма	99,0	99,2	98,4	99,3	98,3	100,9	101,7	101,4	100,3	101,5	101,4
An	60,0	56,3	56,6	59,1	38,9						
Ort	1,3	4,4	1,8	1,6	3,5						

Примечание. Анализы: 1–2 – плагиоклаз и 3–8 – лейцит из основной массы.

типами: хром-шпинели часто образуют мелкие (до 0,3 мм) включения в оливинах и отдельные зерна в основной массе (Cr₂O₃ – 16–22; TiO₂ – 1,2–1,6; Al₂O₃ – 30–33%); титаномagnetиты известны только в основной массе базанитов. Основная масса породы обычно представлена ассоциацией оливина, клинопироксена, титаномagnetита и шпинели, редко отмечается лейцит.

Химический состав пород приведен в таблице 2.17. Щелочные оливиновые базальты и базаниты наваринского комплекса соответствуют калий-натриевой (рис. 2.22) щелочной серии (Na₂O/K₂O > 1) и являются Ne-нормативными (Ne=1,5–17%). Для пород комплекса характерны устойчиво высокие концентрации магния (16,6–8,5% MgO), железа (7–11% FeO_{общ}), фосфора (0,7–1,1% P₂O₅) и титана (2,3–3,2% TiO₂) при умеренно низких алюминия (11,3–14,4% Al₂O₃).

Щелочные базальтоиды отличаются высокими концентрациями несовместимых элементов подобно внутриплитным щелочным лавам океанических островов [Sun, McDonough, 1989] и континентальных рифтов [Basaltic Volcanism..., 1981] (рис. 2.23). Содержание HFS-элементов сопоставимо с таковыми в щелочных базальтах и базанитах района Тувы [Кеpezинскas и др., 1987] и западной части Азорских островов (рис. 2.17) [Wood, 1980]. Так, содержание Zr в базальтах

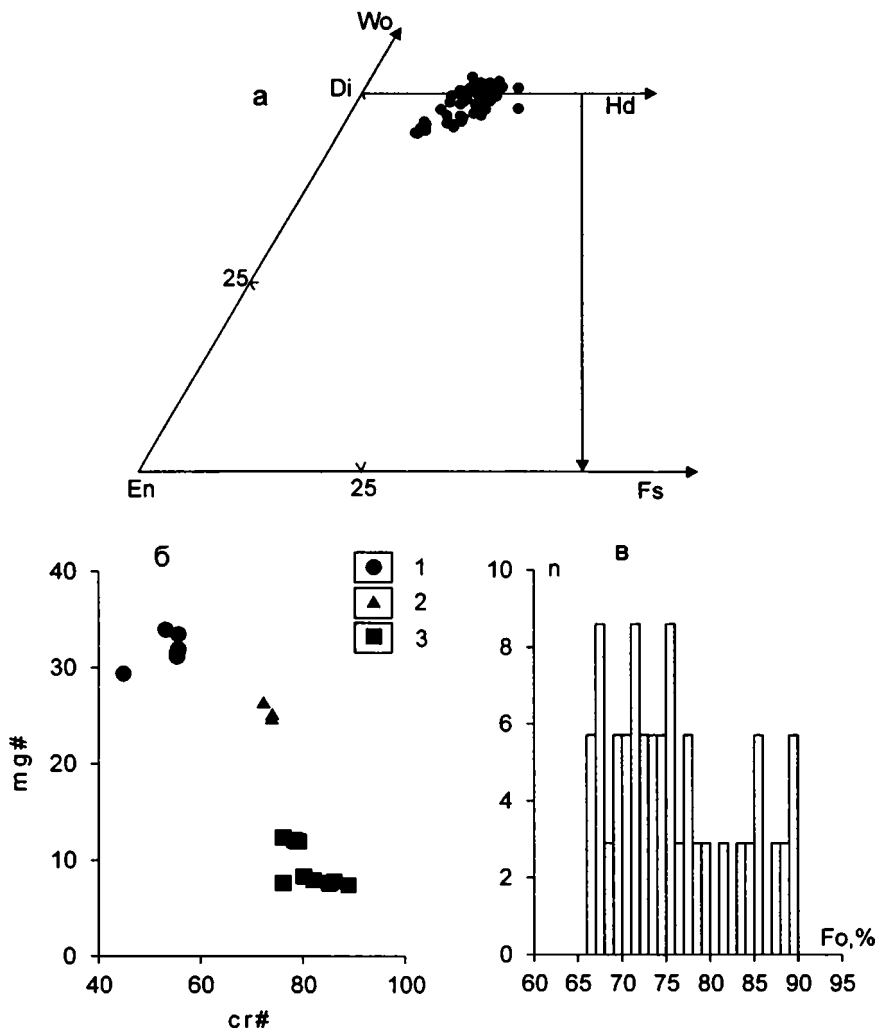


Рис. 2.21. Состав минералов раннеплейстоценовых базальтов Наваринского ареала а – пироксены; б – шпинель (1 – включения в оливинах; 2, 3 – зерна из основной массы: 2 – центры зерен, 3 – краевые части зерен); в – оливин

колеблется в пределах 190–260 г/т и близко к значениям для щелочных базальтов района р. Тапсы в Туве (180–350 г/т). Относительно корреляции значений Zr/Y с содержанием Zr лавы ручья Бараньего имеют тренд отличный от базальтов слагающих мыс Наварин. Это различие между потоками лав не может быть объяснено фракционированием оливина и клинопироксена и, по-видимому, отражает первичные особенности состава источников.

Распределение редкоземельных элементов носит дифференцированный характер (рис. 2.23) при обогащении элементами цериевой группы ($La_n/Sm_n=2,9-4,0$; $La_n/Yb_n=16-21$), что близко к таковым во внутриплитных вулканитах и, в частности, в базальтах Восточно-Китайской [Zhi et al., 1990]

Таблица 2.17. Представительные анализы базальтоидов наваринского комплекса Корякского нагорья

Комп.	№ образца, анализа								
	754	763	769	770	771	772	777	799	Б-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	45,66	45,10	45,34	46,12	46,52	46,12	46,51	48,80	47,39
TiO ₂	2,58	2,45	2,38	3,03	2,50	3,06	2,80	2,49	1,99
Al ₂ O ₃	12,39	11,54	11,58	12,87	11,90	14,00	13,61	13,14	11,20
Fe ₂ O ₃	3,32	1,56	2,07	2,82	2,02	2,27	3,48	2,04	-
FeO	7,64	9,28	8,65	9,16	9,34	9,25	8,10	8,85	10,79
MnO	0,16	0,16	0,18	0,19	0,17	0,17	0,20	0,14	0,17
MgO	12,20	14,78	14,20	9,56	12,84	8,16	9,10	9,80	16,56
CaO	8,08	7,60	7,98	8,66	8,84	8,74	8,74	8,26	6,31
Na ₂ O	3,88	3,43	2,65	3,38	3,21	4,10	3,71	3,38	2,42
K ₂ O	2,06	1,58	1,87	2,35	1,97	2,45	2,11	1,87	1,50
P ₂ O ₅	0,96	0,83	0,78	0,99	0,73	0,95	0,80	0,71	0,67
H ₂ O ⁻	0,08	0,32	0,48	0,12	0,20	0,20	0,32	0,28	0,90
п.п.п.	0,62	0,87	1,79	0,37	0,29	0,32	1,00	0,26	0,90
Сумма	99,63	99,50	99,58	99,62	100,53	99,79	100,49	100,02	100,10
Cr	499	750	570	290	500	600	220	270	712
Ni	320	540	390	173	450	115	202	256	580
Co	57	55	48	36	62	51	25	31	46
V	178	172	185	169	185	218	162	180	163
Rb	35	30	29	46	27	38	27	27	20
Sr	708	665	698	816	592	756	469	574	580
Ba	471	465	-	541	436	583	362	403	407
Zr	252	227	217	256	201	254	189	214	142
Y	27	24	22	29	21	26	20	24	33
Nb	58	49	44	59	42	57	36	46	46
La	49,0	25,0	-	-	35,0	50,0	37,0	-	32,0
Ce	94,0	44,0	-	-	71,0	77,0	75,0	-	66,0
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	29,0
Sm	8,0	4,7	-	-	6,9	8,3	6,3	-	5,7
Eu	2,6	1,3	-	-	2,3	2,1	2,2	-	1,9
Tb	1,2	0,8	-	-	1,1	1,64	1,1	-	0,78
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,7	0,7	-	-	1,4	2,08	1,3	-	1,5

Продолжение таблицы 2.17

Комп.	№ образца, анализа								
	754	763	769	770	771	772	777	799	Б-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Lu	0,22	0,10	-	-	0,19	0,3	0,21	-	0,19
Sc	21	20	-	-	24	23	22	-	-
Th	6,4	4,8	-	-	3,4	5,2	4,5	-	5,9
U	1,7	1,3	-	-	1,1	2,5	1,1	-	-
Hf	5,8	3,9	-	-	3,9	6,9	3,8	-	5,2
Ta	6,4	4,5	-	-	3,4	6,2	3,5	-	5,5
Комп.	№ образца, анализа								
	Б-2	741	749	750	752	764	773	54-90	55-90
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45,58	45,12	45,70	45,20	45,22	45,96	46,70	47,88	44,44
TiO ₂	1,95	2,34	3,60	2,53	2,70	2,91	2,50	2,52	2,40
Al ₂ O ₃	11,63	11,37	11,87	12,37	12,61	12,17	12,48	13,90	12,34
Fe ₂ O ₃	-	3,16	2,87	3,35	4,23	2,16	2,32	1,79	2,72
FeO	10,60	7,73	8,25	7,64	7,07	9,68	9,08	9,94	9,10
MnO	0,16	0,18	0,19	0,19	0,19	0,17	0,17	0,15	0,07
MgO	16,43	15,56	12,50	12,28	11,82	10,66	12,68	9,34	14,14
CaO	7,01	7,50	8,26	8,46	8,46	8,46	9,04	8,36	7,92
Na ₂ O	3,38	3,23	3,55	3,83	3,71	3,99	2,92	3,46	3,87
K ₂ O	1,61	1,73	1,71	2,02	2,21	2,11	1,63	1,87	2,17
P ₂ O ₅	0,75	0,80	0,51	0,99	1,00	1,00	0,59	0,60	0,82
H ₂ O [*]	0,92	0,22	0,19	0,20	0,04	0,18	0,16	0,28	0,36
п.п.п.	0,74	0,60	0,63	0,58	0,36	0,37	0,27	-	-
Сумма	100,03	99,54	99,92	99,64	99,62	99,82	100,54	100,09	100,35
Cr	610	470	420	410	360	325	450	230	485
Ni	539	400	310	365	270	248	420	230	380
Co	41	40	51	56	41	44	42	35	40
V	163	158	152	161	152	192	179	220	170
Rb	22	31	39	35	36	32	36	29	32
Sr	640	578	720	722	734	704	600	535	681
Ba	427	450	462	490	514	-	480	397	403
Zr	203	219	249	249	255	242	236	210	233
Y	24	23	25	26	27	23	27	26	25
Nb	52	48	56	58	19	51	51	40	52
La	37,0	-	-	-	-	-	-	31,0	38,0

Продолжение таблицы 2.17

Комп.	№ образца, анализа								
	Б-2	741	749	750	752	764	773	54-90	55-90
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ce	77,0	-	-	-	-	-	-	65,0	81,0
Nd	36,0	-	-	-	-	-	-	33,0	36,0
Sm	6,6	-	-	-	-	-	-	6,6	6,9
Eu	2,2	-	-	-	-	-	-	2,2	2,3
Tb	1,0	-	-	-	-	-	-	1,1	1,1
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,7	-	-	-	-	-	-	1,8	1,5
Lu	0,23	-	-	-	-	-	-	0,27	0,21
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	3,7	-	-	-	-	-	-	4,0	4,3
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	3,9	-	-	-	-	-	-	3,8	4,0
Ta	4,5	-	-	-	-	-	-	4,2	4,3
Комп.	№ образца, анализа								
	170-2	172-1	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5	
	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO ₂	44,98	43,81	46,63	48,33	46,52	45,06	44,53	45,54	
TiO ₂	2,29	2,70	1,91	1,95	2,12	2,37	2,68	2,64	
Al ₂ O ₃	13,17	14,12	14,13	13,83	14,78	14,28	14,00	14,03	
Fe ₂ O ₃	4,01	8,46	10,28	6,33	7,33	8,04	7,83	7,69	
FeO	8,01	3,67	1,84	4,81	4,32	3,65	4,31	4,21	
MnO	0,18	0,20	0,21	0,19	0,24	0,21	0,20	0,20	
MgO	9,08	9,64	9,22	9,59	9,10	9,18	9,23	9,20	
CaO	9,58	9,71	9,11	9,20	9,16	9,78	9,31	9,62	
Na ₂ O	4,48	3,44	3,44	3,89	4,18	4,78	3,89	3,89	
K ₂ O	2,44	1,51	1,66	1,56	1,72	1,27	2,44	2,56	
P ₂ O ₅	0,91	0,39	0,60	0,33	0,37	0,32	0,78	0,34	
H ₂ O	0,24	0,99	0,58	0,12	0,14	0,20	0,53	0,21	
П.П.П.	0,25	1,47	0,56	0,01	-	0,43	0,34	0,34	
Сумма	99,62	100,11	100,17	100,14	99,98	99,57	100,07	100,47	
Cr	144	160	167	176	160	146	122	141	
Ni	126	120	132	138	125	124	122	129	
Co	33	38	36	31	33	28	34	37	
V	142	138	121	105	115	115	147	148	

Продолжение таблицы 2.17

Комп.	№ образца, анализа								
	754	763	769	770	771	772	777	799	Б-1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Lu	0,22	0,10	-	-	0,19	0,3	0,21	-	0,19
Sc	21	20	-	-	24	23	22	-	-
Th	6,4	4,8	-	-	3,4	5,2	4,5	-	5,9
U	1,7	1,3	-	-	1,1	2,5	1,1	-	-
Hf	5,8	3,9	-	-	3,9	6,9	3,8	-	5,2
Ta	6,4	4,5	-	-	3,4	6,2	3,5	-	5,5
Комп.	№ образца, анализа								
	Б-2	741	749	750	752	764	773	54-90	55-90
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	45,58	45,12	45,70	45,20	45,22	45,96	46,70	47,88	44,44
TiO ₂	1,95	2,34	3,60	2,53	2,70	2,91	2,50	2,52	2,40
Al ₂ O ₃	11,63	11,37	11,87	12,37	12,61	12,17	12,48	13,90	12,34
Fe ₂ O ₃	-	3,16	2,87	3,35	4,23	2,16	2,32	1,79	2,72
FeO	10,60	7,73	8,25	7,64	7,07	9,68	9,08	9,94	9,10
MnO	0,16	0,18	0,19	0,19	0,19	0,17	0,17	0,15	0,07
MgO	16,43	15,56	12,50	12,28	11,82	10,66	12,68	9,34	14,14
CaO	7,01	7,50	8,26	8,46	8,46	8,46	9,04	8,36	7,92
Na ₂ O	3,38	3,23	3,55	3,83	3,71	3,99	2,92	3,46	3,87
K ₂ O	1,61	1,73	1,71	2,02	2,21	2,11	1,63	1,87	2,17
P ₂ O ₅	0,75	0,80	0,51	0,99	1,00	1,00	0,59	0,60	0,82
H ₂ O ⁻	0,92	0,22	0,19	0,20	0,04	0,18	0,16	0,28	0,36
п.п.п.	0,74	0,60	0,63	0,58	0,36	0,37	0,27	-	-
Сумма	100,03	99,54	99,92	99,64	99,62	99,82	100,54	100,09	100,35
Cr	610	470	420	410	360	325	450	230	485
Ni	539	400	310	365	270	248	420	230	380
Co	41	40	51	56	41	44	42	35	40
V	163	158	152	161	152	192	179	220	170
Rb	22	31	39	35	36	32	36	29	32
Sr	640	578	720	722	734	704	600	535	681
Ba	427	450	462	490	514	-	480	397	403
Zr	203	219	249	249	255	242	236	210	233
Y	24	23	25	26	27	23	27	26	25
Nb	52	48	56	58	19	51	51	40	52
La	37,0	-	-	-	-	-	-	31,0	38,0

Продолжение таблицы 2.17

Комп.	№ образца, анализа								
	Б-2	741	749	750	752	764	773	54-90	55-90
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ce	77,0	-	-	-	-	-	-	65,0	81,0
Nd	36,0	-	-	-	-	-	-	33,0	36,0
Sm	6,6	-	-	-	-	-	-	6,6	6,9
Eu	2,2	-	-	-	-	-	-	2,2	2,3
Tb	1,0	-	-	-	-	-	-	1,1	1,1
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,7	-	-	-	-	-	-	1,8	1,5
Lu	0,23	-	-	-	-	-	-	0,27	0,21
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	3,7	-	-	-	-	-	-	4,0	4,3
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hf	3,9	-	-	-	-	-	-	3,8	4,0
Ta	4,5	-	-	-	-	-	-	4,2	4,3
Комп.	№ образца, анализа								
	170-2	172-1	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5	
	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO ₂	44,98	43,81	46,63	48,33	46,52	45,06	44,53	45,54	
TiO ₂	2,29	2,70	1,91	1,95	2,12	2,37	2,68	2,64	
Al ₂ O ₃	13,17	14,12	14,13	13,83	14,78	14,28	14,00	14,03	
Fe ₂ O ₃	4,01	8,46	10,28	6,33	7,33	8,04	7,83	7,69	
FeO	8,01	3,67	1,84	4,81	4,32	3,65	4,31	4,21	
MnO	0,18	0,20	0,21	0,19	0,24	0,21	0,20	0,20	
MgO	9,08	9,64	9,22	9,59	9,10	9,18	9,23	9,20	
CaO	9,58	9,71	9,11	9,20	9,16	9,78	9,31	9,62	
Na ₂ O	4,48	3,44	3,44	3,89	4,18	4,78	3,89	3,89	
K ₂ O	2,44	1,51	1,66	1,56	1,72	1,27	2,44	2,56	
P ₂ O ₅	0,91	0,39	0,60	0,33	0,37	0,32	0,78	0,34	
H ₂ O	0,24	0,99	0,58	0,12	0,14	0,20	0,53	0,21	
П.П.П.	0,25	1,47	0,56	0,01	-	0,43	0,34	0,34	
Сумма	99,62	100,11	100,17	100,14	99,98	99,57	100,07	100,47	
Cr	144	160	167	176	160	146	122	141	
Ni	126	120	132	138	125	124	122	129	
Co	33	38	36	31	33	28	34	37	
V	142	138	121	105	115	115	147	148	

Окончание таблицы 2.17

Комп.	№ образца, анализа							
	170-2	172-1	172-2	174-1	174-2	174-3	174-4	174-5
	19	20	21	22	23	24	25	26
Rb	40	37	25	29	32	36	35	33
Sr	911	844	797	684	762	926	830	936
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	185	177	159	164	151	162	191	205
Y	25	27	33	32	33	31	26	25
Nb	42	46	36	30	35	46	45	47
La	39,5	39,1	39,9	32,0	25,9	43,0	46,1	45,0
Ce	80,0	82,0	133,0	64,2	44,2	80,3	74,2	118,0
Nd	34,0	37,0	40,3	31,1	23,8	46,4	52,7	46,0
Sm	8,45	7,14	7,09	5,39	3,25	7,77	8,9	7,62
Eu	1,97	2,31	2,0	1,54	1,1	2,32	2,73	2,2
Tb	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	1,57	2,05	2,45	1,66	1,37	2,05	2,35	2,25
Yb	1,29	1,52	1,73	1,32	1,03	1,72	1,75	1,52
Lu	0,16	0,11	0,18	0,07	0,09	0,10	0,11	0,13
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	6,1	5,1	5,3	4,5	5,6	5,7	-	4,6
U	1,5	1,1	1,4	1,4	1,6	1,6	-	1,4
Hf	4,2	-	-	4,3	-	-	-	-
Ta	3,6	-	-	3,8	-	-	-	-

Примечание. Анализы: 1–18 – Наваринский участок, 19–26 – участок ручья Бараньего.

и Западно-Мексиканской рифтовых систем [Luhr et al., 1989]. Изотопный состав стронция (0,703420–0,703922), неодима (0,512881–0,512979) и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,291\text{--}18,364$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,391\text{--}15,512$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,794\text{--}38,136$; $\Delta 8/4\text{Pb}=30\text{--}40$), в целом близок К-На щелочным базальтам внутриплитного геохимического типа [Фор, 1989].

Отличительной особенностью базанитов раннеплейстоценового комплекса является присутствие в большом количестве (иногда до 50% объема потока) ксенолитов ультраосновных и основных пород размером от первых сантиметров до 40 см: шпинелевых лерцолитов (до 90–95% от общего объема), единичных образцов дунитов и оливинитов, зеленых пироксенитов, мелкозернистых габброидов («бурундучного типа»), а также мегакристаллов авгита (до 7–8 см), энстатита (до 1 см) и оливина (до 3–4 см) [Федоров и др., 1993]. Отмечены тонкорасслоенные ксенолиты с полосами оливин-ортопироксенового или клинопироксенового состава и зональные – с лерцолитовым ядром, окруженным пироксенитовой ото-

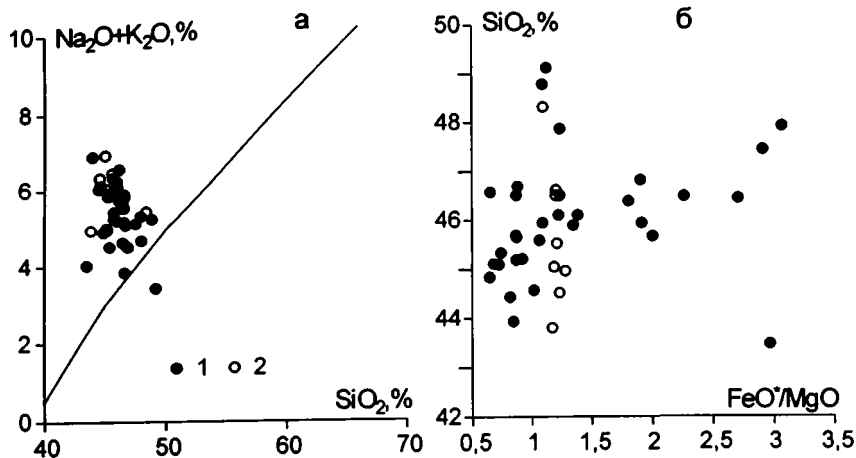


Рис. 2.22. Петрохимические характеристики раннеплейстоценовых базальтоидов Наваринского ареала

1 – мыса Наварин, 2 – ручья Бараньего. Разделительная линия по [Irvine, Baragar, 1971]

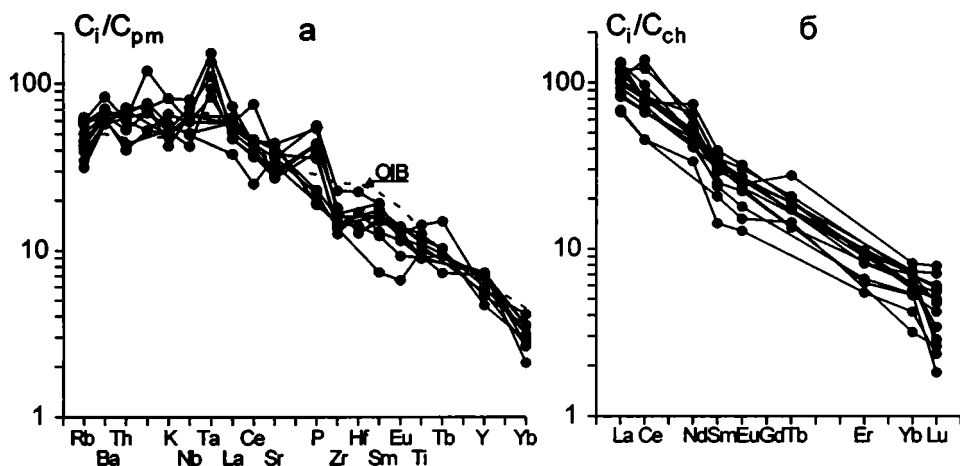


Рис. 2.23. Распределение несовместимых и редкоземельных элементов в базальтах Наваринского ареала

рочкой. Крайне редко встречаются ксенолиты аплитов. Характерно отсутствие черных пироксенитов, слюдястых и амфиболовых разностей. Амфиболы в виде единичных зерен были встречены в ксенолите пироксенового оливинита, где представлены высококальциевой роговой обманкой, и в ксенолите зеленого пироксенита, отвечая по составу куммингтониту [Колосков, 1999].

Ксенолиты встречены во всех фациях (лавовых потоках, конусах, подводящих каналах) наваринского комплекса, тогда как среди лав керекского отмечаются лишь редкие включения пироксенитов с титаномagnetитом и ксенокристаллы оливина (Fo₉₃₋₉₀). Ксенолиты, как правило, заключены в плот-

ную матрицу лавовых и шлаковых разностей базанитов и имеют округлую или угловатую форму. Образцы в различной степени деформированы: от практически незатронутых этим процессом (большая часть габбро) до ксенолитов, подвергшихся значительному тектоническому воздействию, выраженному в появлении кливажа и рассланцевания в оливинах дунитов и шпинелевых лерцолитов. Эта трещиноватость носит первичный характер и не продолжается в базанитовую матрицу. На контактах с вмещающими базанитами в ксенолитах наблюдаются реакционные взаимоотношения с образованием микролитов пироксенов, полевых шпатов, рудных минералов.

Лерцолиты представлены обычным четырехминеральным парагенезисом (табл. 2.18): оливином, орто- и клинопироксеном, шпинелью. Оливин образует относительно идиоморфные кристаллы размером до 3–4 мм. Их состав, по данным зондового анализа, меняется в пределах 84–92% Fo. В одном из зерен оливина отмечены мелкие (20–25 микрон) каплевидные включения никелистого железа (Ni – 60,28%, Fe – 0039,92%, Ti – 0,07), свидетельствующие о восстановительных условиях их формирования [Колосков, 1999]. Ортопироксены часто образуют сростки со шпинелью и неравномерно распределены в объеме лерцолитов. Их состав $Wo_{2,0-2,1}En_{84-85}Fs_{13,3-13,5}$. Клинопироксены резко ксеноморфны по отношению к оливину и ортопироксену. По составу они отвечают диопсидам с сильно варьирующим содержанием Cr_2O_3 от 0,3 до 1,5%. Состав диопсидов изменяется в значительных пределах ($Wo_{43,6-49}En_{46,2-49}Fs_{3,8-9,5}$). Содержание Na_2O в клинопироксенах колеблется от 0,4 до 1,6 мас.%. Шпинель присутствует в виде ксеноморфных выделений в интерстициях зерен оливина. По составу шпинель (герцинит) – умереннохромистая и высокоглиноземистая.

В целом, ксенолиты ультраосновных пород характеризуются умеренной (типичной для ксенолитов лерцолитов из внутриплитных вулканитов) железистостью темноцветных минералов (f в среднем для оливинов и пироксенов составляет 9–12 с понижением в участках перекристаллизации для клинопироксенов до 7–6, а для ортопироксенов до 8; для шпинелей $f=21-27$). В шпинелях содержание глинозема ультраосновных ксенолитов варьирует от 44 до 60 мас.%.
Зеленые пироксениты (вебстериты) содержат до 75–80% магнезиального бронзита и до 5% хризолита, как правило, вторичного, в зонах инконгруэнтного плавления ортопироксена. Они более железистые и более хромистые (за счет наличия хромистого диопсида), чем лерцолиты.

Габброиды образованы 15–20 об.% оливина (Fo_{77-79}), 30–35% плагиоклаза (An_{73-62}) и 40–45% клинопироксена ($Wo_{46,7-50,3}En_{37,4-45,3}Fs_{7,7-12,6}$), а также титаномагнетитом (табл. 2.19).

Аплиты представляют собой лейкократовую катаклазированную породу, характеризующуюся аллотриоморфнозернистой структурой с довольно значительным количеством (15–20 об.%) бесцветного интерстициального кремнекислого вулканического стекла, содержащего трудноопределимые кристаллиты. По химическому составу среди стекол различаются натриевые щелочные дацитового и калиевые щелочные риолитового состава (табл. 2.20). Структура стекла перлитовая. Стекло резорбирует кварц и отчасти калиевый полевой шпат.

Таблица 2.18. Состав минералов из ксенолитов шпинелевых лерцолитов Наваринского ареала

Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39,50	39,62	40,17	41,66	54,78	54,21	55,11	54,25	51,60	51,81	49,51
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,11	0,12	0,14	0,45	0,46	0,56
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	5,26	5,00	4,85	5,62	7,89	7,73	8,96
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	14,73	14,50	8,07	8,41	6,69	7,10	7,74	6,25	3,62	3,57	4,42
MnO	0,27	0,34	0,10	0,08	-	0,10	0,12	0,08	0,10	0,12	0,13
MgO	44,57	45,04	50,54	49,07	32,74	31,17	30,17	33,05	14,65	14,54	14,30
CaO	0,20	0,26	0,16	0,03	1,01	1,12	1,15	0,98	18,55	18,44	19,37
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	1,66	1,56	1,07
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0,39	0,25	0,21	0,41	0,74	0,68	0,30
Сумма	99,27	99,76	99,04	99,25	100,9	99,06	99,57	100,8	99,26	98,9	98,6
f					10,3	11,3	12,6	9,6	12,2	12,1	14,8
Fo	84,4	84,7	91,8	91,2							
Wo					1,9	2,2	2,3	1,9	44,4	44,5	45,3
En					88,0	86,7	85,4	88,7	48,8	48,8	46,6
Fs					10,1	11,1	12,3	9,4	6,8	6,7	8,1
Комп.	№ анализа										
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	49,48	49,67	49,06	52,96	53,23	52,80	53,38	54,11	0,00	0,00	0,00
TiO ₂	0,57	0,58	0,55	0,23	0,18	0,20	0,20	0,21	0,06	0,05	0,05
Al ₂ O ₃	8,93	8,90	9,16	6,10	5,93	4,57	4,59	4,99	45,75	58,12	57,52
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	0,75	0,95	0,76
FeO	4,44	4,42	4,33	2,72	2,80	2,12	2,17	2,24	9,75	10,45	10,72
MnO	0,09	0,05	0,11	0,05	0,10	0,05	0,03	0,05	0,18	0,14	0,13
MgO	14,81	14,09	14,28	16,52	16,50	15,41	14,83	14,69	18,99	20,20	19,79
CaO	19,26	19,31	19,25	20,40	20,65	21,35	21,21	21,16	-	-	-
Na ₂ O	0,90	1,12	1,07	1,64	1,62	1,42	1,35	1,34	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,34	0,30	0,34	1,35	1,27	1,34	1,26	1,54	23,54	10,91	11,04
Сумма	98,8	98,4	98,2	101,0	102,3	99,3	99,02	100,3	99,06	100,8	100,0
f	14,3	15,0	14,6	8,5	8,7	7,3	7,6	7,2			
Fo											
Wo	44,5	45,6	45,3	44,8	45,2	48,0	48,7	48,8			
En	47,6	46,3	46,7	50,5	50,0	48,2	47,4	47,2			
Fs	7,9	8,1	8,0	4,7	4,8	3,8	3,9	4,0			

Примечание. Анализы: 1–4 – оливин, 5–8 – ортопироксены, 9–19 – клинопироксены, 20–22 – шпинель.

Таблица 2.19. Состав минералов из ксенолитов габбро Наваринского ареала Корякского нагорья

Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39,10	38,99	39,11	54,21	51,06	51,65	51,54	50,85	47,77	47,37	1,45
TiO ₂	-	-	-	0,04	0,06	0,06	0,04	0,05	2,80	2,77	9,01
Al ₂ O ₃	-	-	-	2,02	5,63	5,30	5,52	5,73	6,62	6,45	4,25
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	74,11
FeO	19,20	19,28	19,10	4,66	5,59	5,46	5,48	5,74	7,09	7,32	5,43
MnO	0,38	0,46	0,36	0,15	0,12	0,15	0,13	0,16	0,13	0,14	0,56
MgO	41,61	41,66	41,29	15,51	14,13	14,13	14,15	14,21	12,23	12,22	5,14
CaO	0,25	0,30	0,23	22,09	22,56	22,60	22,72	22,19	22,87	22,72	0,08
Na ₂ O	-	-	-	0,41	0,37	0,30	0,37	0,31	0,60	0,62	0,18
Сумма	100,5	100,7	100,1	99,2	99,57	99,7	99,99	99,3	100,2	99,67	100,2
f				14,4	18,2	17,8	17,8	18,5	24,4	25,2	
Fo	79,2	79,4	78,5								
Wo				46,7	48,4	48,6	48,7	47,8	50,3	50,0	
En				45,6	42,2	42,3	42,2	42,6	37,5	37,4	
Fs				7,7	9,4	9,1	9,1	9,6	12,2	12,6	

Примечание. Анализы: 1–3 – оливин, 4–10 – клинопироксены, 11 – магнетит

Таблица 2.20. Состав стекол и полевых шпатов из ксенолитов аплитов Наваринского ареала Корякского нагорья

Комп.	№ анализа							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	63,71	73,58	78,31	77,10	64,50	71,33	73,21	68,82
TiO ₂	-	0,10	0,14	0,11	-	0,01	0,08	0,05
Al ₂ O ₃	21,57	13,83	10,41	10,29	20,27	15,75	12,57	15,31
FeO	0,13	0,71	1,06	1,04	0,04	0,63	0,86	0,82
MnO	0,02	0,05	0,04	0,07	-	0,05	0,04	0,10
MgO	-	0,01	0,19	0,20	-	0,04	0,02	0,35
CaO	2,63	-	-	-	1,57	-	-	-
Na ₂ O	7,49	2,18	1,45	2,18	7,28	2,93	2,05	8,83
K ₂ O	2,51	6,15	4,84	5,46	4,12	6,44	5,75	6,75
Сумма	98,06	96,61	96,44	96,46	97,78	97,18	94,58	101,0

Примечание. Анализы: 1–7 стекла, 8 – полевой шпат.

Порода сложена ксеноморфными амебовидными и округлыми кристаллами кварца, размером 0,3–2 мм (40–60%) и калийшпат-плагиоклазовым агрегатом, составляющим 20–30% объема породы. Преобладает калиевый полевой шпат. Иногда в интерстициях наблюдается катаклазит, сложенный обломками кварца и полевого шпата. Из аксессуарных минералов присутствует рудный минерал (<<1%), образующий ксеноморфные и мелкие (0,05–0,1 мм) округлые каплевидные выделения, а также единичные призматические кристаллы циркона. В кварце иногда наблюдаются округлые включения буроватого вулканического стекла, по-видимому, по кремнекислотности более основного состава, чем стекло интерстиций и очень редко округлые в сечении мелкие включения апатита.

По валовому химическому составу ксенолиты отвечают умереннокалиевому риолиту (табл. 2.21). Концентрации Hf (2,2 г/т), Ta (0,83 г/т) и Th (3,9 г/т) низкие по сравнению с калиевыми риолитами и гранитами островных дуг и складчатых областей [Магматические..., 1987]. Распределение REE фракционированное ($La_n/Sm_n=7,2$; $La_n/Yb_n=14,6$), близкое к таковому во вмещающих базанитах, характеризуясь, вместе с тем, более низкими абсолютными концентрациями и иным спектром поведения средних и тяжелых лантаноидов (рис. 2.24). По изотопному составу стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,70364$) и кислорода ($\delta^{18}O=6,8$) аплиты находятся в изотопном равновесии с вмещающими базанитами ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703420-0,703922$ и $\delta^{18}O=6,1-7,2$), что позволяет рассматривать их как крайний дифференциат базанитового расплава. Однако К-Аг датировки аплитов (6,3 млн лет) и базанитов (1,59–1,45 млн лет) также допускают предположение о коровой природе первых [Федоров и др., 2000].

Вероятно, ксенолит аплита в перегретом основном расплаве базанита был доведен до субликвидусного состояния, что частично объясняет уравнивание изотопного состава. При этом кварц частично перешел в расплав, резорбируя остаточные кристаллы кварца и частично калиевого полевого шпата, и занял позицию в интерстициях. Мегакристаллы клинопироксена представлены авгитом и практически однородны по химическому составу ($Wo_{35,7-36,1}En_{51-5-51,7}Fs_{12,3-12,6}$) (табл. 2.21).

По минеральному и химическому составам (табл. 2.22) изученные перидотитовые включения относятся к лерцолитовой серии [Куно, 1972] и на основе геохимических критериев ($mg_n=96-91$; $Ca>1\%$, $Al_2O_3>2\%$, $TiO_2>0,1\%$), предложенных в работе [Nixon et al., 1981], могут рассматриваться в качестве обогащенного типа этой серии включений, в то время как некоторые из разностей деплетированы в отношении цериевых лантаноидов ($La_n/Yb_n=0,38-0,40$; $La/Lu=4,16-4,19$) (рис. 2.24). Клинопироксениты и габбро отличаются большими вариациями редких элементов и обогащенным спектром РЗЭ ($La_n/Yb_n=1,1-5,9$).

В отдельных ксенолитах шпинелевых лерцолитов отмечаются зоны интенсивного плавления и перекристаллизации, с образованием низкоглиноземистого и высококальциевого ортопироксена внутри мелкозернистого пироксен-оливинового агрегата. Стекла, присутствующие в таких ксенолитах, характеризуются дацитовым составом, высокой глиноземистостью и щелочностью (табл. 2.23). Клинопироксениты, связанные с зонами плавления, отличаются повышенной магниезальностью, и их составы никак не коррелируют с железистостью ксенолитсодержащих пород [Колосков и др., 1997]. По мнению

Таблица 2.21. Представительные анализы ксенолитов и мегакристов из базанитов Наваринского ареала востока Корякского нагорья

Комп.	№ образца, анализа								
	738	781	784	806	36-5	36-2	Б-2к	787	793
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,16	43,62	42,90	43,88	43,00	43,36	42,89	51,12	49,11
TiO ₂	0,32	0,40	0,16	0,22	-	0,32	0,29	0,48	0,78
Al ₂ O ₃	1,84	2,98	1,64	3,80	0,55	3,30	5,08	2,89	6,50
Fe ₂ O ₃	3,93	3,58	0,27	0,26	0,58	0,50	1,40	2,60	3,02
FeO	6,21	6,04	8,13	7,49	7,29	7,70	6,68	3,54	3,11
MnO	0,14	0,14	0,23	0,12	0,10	0,05	0,13	0,07	0,14
MgO	40,65	37,28	44,54	40,72	47,11	38,98	36,06	24,36	19,88
CaO	2,73	4,55	0,77	2,28	0,74	3,74	3,48	13,17	15,31
Na ₂ O	0,38	0,38	0,28	0,39	0,20	0,92	0,54	1,26	1,26
K ₂ O	0,30	0,15	0,11	0,14	0,12	0,04	0,12	0,22	0,15
P ₂ O ₅	0,01	-	0,09	0,06	-	0,01	0,29	0,01	-
п.п.п.	-	-	0,54	0,37	-	0,69	1,11	0,36	0,32
CO ₂	-	-	0,16	0,11	-	-	-	-	-
Сумма	99,77	99,34	99,82	99,84	99,69	99,61	98,07	100,08	99,58

Комп.	№ образца, анализа							
	22-1	36-6	732	10-1	744	788	36-3	
	10	11	12	13	14	15	16	
SiO ₂	49,00	50,72	45,58	46,82	49,88	73,00	73,85	
TiO ₂	0,86	0,08	0,31	0,09	1,68	0,88	-	
Al ₂ O ₃	6,89	5,21	12,31	18,13	8,14	14,42	13,68	
Fe ₂ O ₃	1,63	1,47	4,11	0,88	1,56	0,66	0,14	
FeO	5,33	4,05	4,87	4,64	4,56	0,58	0,92	
MnO	0,14	0,11	-	0,10	0,15	0,04	0,12	
MgO	19,08	18,74	16,16	12,32	15,54	0,69	0,28	
CaO	15,32	17,88	15,18	15,52	16,62	1,54	1,04	
Na ₂ O	1,27	0,61	0,67	0,74	1,05	3,94	4,05	
K ₂ O	0,24	0,24	0,15	0,24	0,08	3,33	4,36	
P ₂ O ₅	-	0,07	-	-	0,06	0,06	-	
п.п.п.	-	0,24	0,04	0,05	0,46	1,28	1,32	
CO ₂	-	-	-	-	0,05	0,05	-	
Сумма	99,76	99,42	99,38	99,53	99,83	99,67	99,76	

Примечание. Анализы: 1–7 – шпинелевые лерцолиты, 8–11 – «зеленые пироксениты», 12–13 – габбро, 14 – мегакристалл авгита, 15–16 – плагиоклазиты.

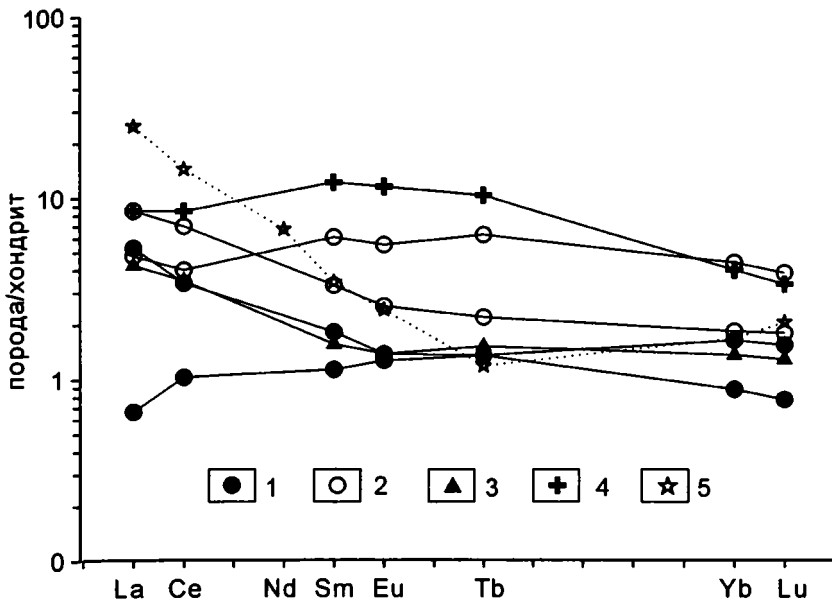


Рис. 2.24. Распределение редкоземельных элементов в ксенолитах из раннеплейстоценовых базанитов Наваринского ареала

1 – шпинелевые лерцолиты, 2 – вебстериты, 3 – габбро, 4 – мегакристаллы авгита, 5 – аплит

Таблица 2.22. Содержание редких элементов в ксенолитах из базанитов Наваринского ареала

Обр.	№ ан.	Sr	Y	Zr	Ba	Sc	Cr	Co	La	Ce	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
36/5	1	37	11	20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
738	2	-	-	-	-	13	2300	120	2	3,3	0,42	0,12	0,08	0,22	0,03
781	3	14	-	10	-	20	2800	110	0,25	1,0	0,26	0,11	0,08	0,41	0,06
787	4	-	-	-	-	35	7800	49	3,3	6,8	0,76	0,22	0,13	0,46	0,07
36/6	5	50	13	22	100	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
793	6	-	-	-	-	47	3400	35	1,8	3,9	1,4	0,48	0,37	1,1	0,15
732	7	-	-	-	-	54	880	55	1,6	3,4	0,36	0,12	0,09	0,34	0,05
10/1	8	-	13	29	102	-	111	-	-	-	-	-	-	-	-
788	9	-	-	-	-	1	47	1	9,3	14,0	0,79	0,21	0,07	0,42	0,08
744	10	120	-	42	23	48	350	42	3,2	8,2	2,80	1,00	0,61	1,00	0,13

Примечание. Анализы: 1–3 – шпинелевые лерцолиты, 4–6 – «зеленые» пироксениты, 7–8 – габбро, 9 – аплит, 10 – мегакрист авгита.

А.В. Колоскова [1999], появление ортопироксена, ассоциирующего с низкотемпературным клинопироксеном, свидетельствует о переходе к последней (гарцбургитовой) стадии метасоматического преобразования ксенолитов.

Таблица 2.23. Состав пироксенов и стеклол из «зон плавления» в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из вулканигов Наваринского ареала

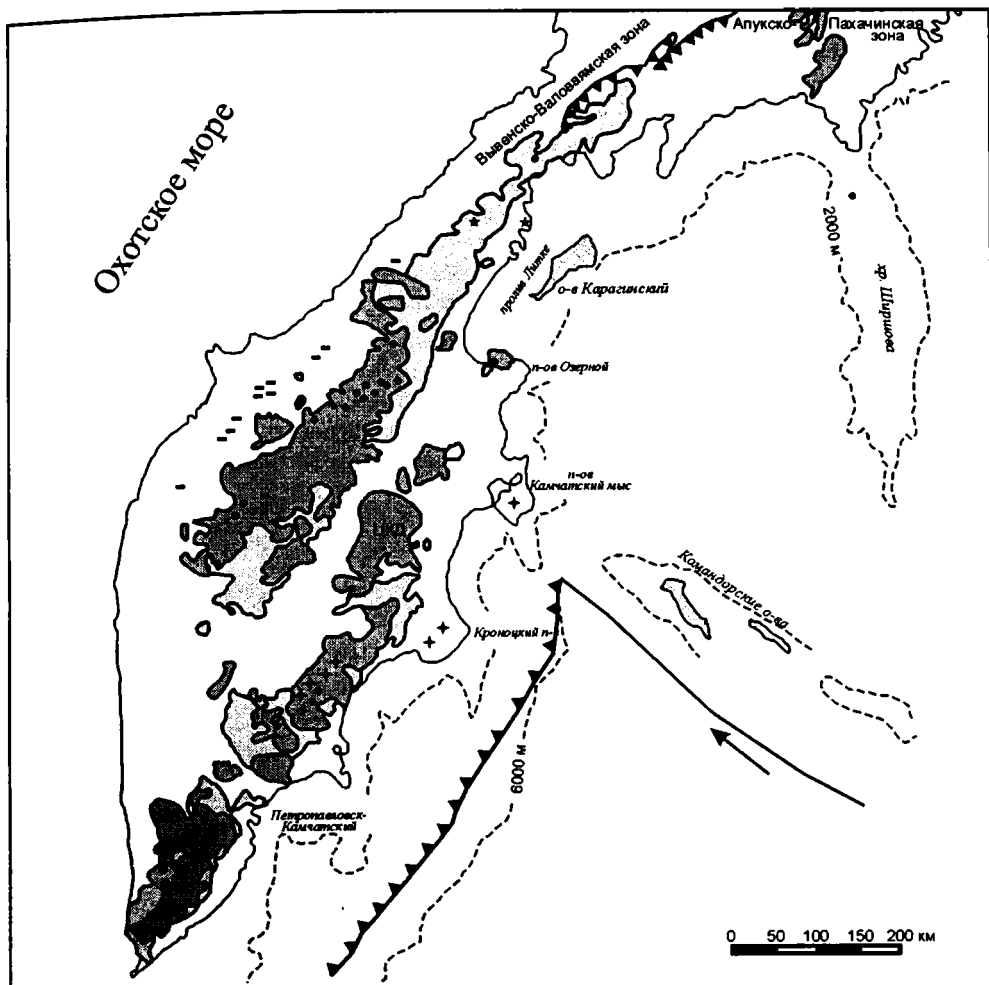
Комп.	№ анализа										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,82	52,20	52,02	53,11	52,12	62,58	62,14	60,95	57,60	60,18	64,81
TiO ₂	0,13	0,11	0,38	0,40	0,45	0,06	0,05	0,08	0,05	0,36	0,16
Al ₂ O ₃	7,25	7,13	5,29	4,89	7,71	21,28	21,33	19,72	17,32	23,18	18,95
Cr ₂ O ₃	0,22	0,34	0,95	0,70	0,57	-	-	-	-	-	-
FeO	8,23	8,14	2,93	3,34	3,45	0,79	1,32	0,58	2,60	1,27	0,42
MnO	0,17	0,15	0,08	0,11	0,12	-	0,03	-	0,08	-	-
MgO	29,68	28,97	15,63	16,12	14,67	1,40	2,16	1,43	5,94	0,82	0,01
CaO	1,01	1,01	21,35	20,82	18,57	2,49	2,42	2,33	2,64	4,57	0,37
Na ₂ O	-	0,04	0,53	0,50	1,55	4,28	4,28	5,99	5,43	7,64	6,23
K ₂ O	-	-	-	-	-	3,99	3,81	4,91	3,11	1,67	7,56
Сумма	98,51	98,09	99,16	99,99	99,21	96,87	97,54	95,99	94,77	99,69	98,51

Примечание. Анализы: 1–2 – ортопироксены, 3–5 – клинопироксены, 6–11 – стекла.

Кайнозойский вулканизм внутриплитного геохимического типа на Камчатке

На территории п-ва Камчатка проявления вулканизма внутриплитного геохимического типа известны в различных вулканических поясах (рис. 2.25), имеют различный возраст, объединяясь в несколько петрохимических серий: К-На щелочную базальтовую (позднемиоценового возраста на Восточной Камчатке), К-На щелочную оливин-базальтовую (плиоценового возраста на Восточной Камчатке и позднеплейстоцен-голоценового возраста на Срединном хребте) и К-На базальт-командитовую (плиоцен-раннеплейстоценового возраста на Срединном хребте), а также К щелочнобазальтовую и ассоциирующую с ней шошонит-латитовую серию олигоценного возраста [Перепелов и др., 2002] на Западной Камчатке [Волынец, 1993; Волынец и др., 1995; Volynets, 1994]. Вулканиды этих серий (за исключением шошонитов) по особенностям распределения петрогенных и редких элементов идентичны щелочным и субщелочным базальтам соответствующих серий океанических островов и континентальных рифтов. Однако необходимо отметить следующее.

К рифтогенной системе Камчатки, по данным В.А. Ермакова [Ермаков и др., 1984; Очерки..., 1987 и др.], относятся грабены и элементы ее дизъюнктивной тектоники, генетически не связанные со структурами наложенных межгорных впадин. Морфология строения грабенов, взбросо-надвиговое строение зоны обрамления, значительная протяженность и наложенность на орогенные структуры подтверждает их самостоятельность и связь с рифтогенезом [Очерки..., 1987].



□ 1 ⊕ 2 ▬ 3 ⊕ 4

Рис. 2.25. Схема размещения кайнозойских вулканитов в пределах Олюторской зоны Корьякского нагорья и Камчатки

1 – К-На щелочные оливиновые базальты (миоцен, перешеек Камчатки; плиоцен, Восточная Камчатка; поздний плейстоцен–голоцен, Срединный хребет); 2 – К-На щелочные базальты (поздний миоцен, Восточная Камчатка); 3 – К-щелочные базальтоиды (олигоцен, Западная Камчатка); 4 – вулканиты толеитовой и переходной серий. ЦКД – Центральная Камчатская депрессия

Наиболее крупной рифтогенной структурой Камчатки является Центрально-Камчатская депрессия, в северо-восточной части смыкающаяся через поперечное поднятие с грабеном пролива Литке и продолжающаяся на юге в Больше-рецкий грабен. Общая протяженность системы грабенов достигает 1000 км при ширине от 6 до 100 км. На юге Камчатки система грабенов смыкается с Южно-Курильской глубоководной котловиной. Развитие этой структуры началось, по

мнению А.Е. Шанцера, в середине миоцена, о чем свидетельствует его секущее положение по отношению к поздним олигоценовым–раннемиоценовым флишевым отложениям тюшевской серии [Очерки..., 1987].

Вулканизм, проявленный в пределах Центрально-Камчатской депрессии, трактуется как рифтогенный [Ермаков и др., 1984]. Вместе с тем, по геохимическим характеристикам он относится к надсубдукционному типу, причем какие-либо геохимические критерии, отличающие его от пород вулканического фронта, за исключением широкого развития субщелочных мегалагиофировых базальтов, а также пород шошонитовой серии [Цветков и др., 1993; Колосков, 2001], отсутствуют [Volynets, 1994]. Так, для всех базальтов вне зависимости от серийной принадлежности и возраста характерны низкие содержания высоkozарядных элементов и, в первую очередь, группы титана, высокие концентрации крупноионных литофилов, «пилообразное» распределение нормированных к составу примитивной мантии некогерентных элементов с четко выраженными Ta-Nb минимумом и Sr максимумом, высокие значения Ba/Nb, La/Nb, Th/Ta, пониженные La_n/Yb_n отношения [Волынец, 1993; Churikova et al., 2001]. $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703295–0,703665), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513032–0,513121), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,20–18,35), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,47–15,51), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37,89–38,0), $\Delta 8/4Pb$ (18–26) [Churikova et al., 2001] свидетельствуют о достаточно деплетированном характере мантийного субстрата под Центральной Камчатской депрессией.

В низовьях р. Тымлата и на побережье пролива Литке позднемиоценовые базальты, а также описанные П.К. Кеpezжинскасом [Kepezzhinskas et al., 1997] андезиты образуют мощные потоки (до 30–40 м) со столбчатой, реже глыбовой отдельностью. Структура базальтов порфировая, с низким (до 10%) содержанием вкрапленников, представленных пироксенами, плагиоклазами, оливином. Для основной массы характерны плагиоклаз-пироксен-магнетитовые ассоциации; структура гялопилитовая, реже микролитовая. Плагиоклазы образуют идиоморфные таблитчатые кристаллы, часто в сростках с пироксенами. Клинопироксены представлены незональным диопсид-авгитом, ортопироксены – гиперстеном. Оливин образует мелкие гипидиоморфные выделения.

По соотношению кремнезема, щелочей и железо-магниевого отношения базальты и андезиты Тымлата относятся к умереннокалиевой известково-щелочной серии (рис. 2.26). Для них характерно «пилообразное» распределение некогерентных элементов на спайдерграмме, с ярко выраженными Ta-Nb минимумом и Sr максимумом, типичными для надсубдукционных образований. Вулканиды отличаются более низкими по сравнению с аналогичными вулканидами Центральной Камчатской депрессии значениями Ba/Nb (50–90), La/Nb (1,1–2,8), а также высокими значениями Sr/Y (30–50) в андезитах, снижающимися до 2–20 в базальтах. Распределение редких земель слабо фракционированное ($La_n/Yb_n=1,9–3,6$). Изотопные отношения Sr, Nd и Pb в андезитах [Kepezzhinskas et al., 1997] характеризуют умеренно деплетированный состав источника ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,70261–0,70323$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,513095–0,513173$; $^{206}Pb/^{204}Pb=18,06–18,26$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,46–15,49$; $^{208}Pb/^{204}Pb=37,77–37,96$; $\Delta 8/4Pb=24–40$) (рис. 2.3, 2.4).

На перешейке Камчатки, в бассейне р. Валовая (рис. 2.25), наряду с умереннокалиевыми андезитами и андезитобазальтами, известны щелочные лейци-

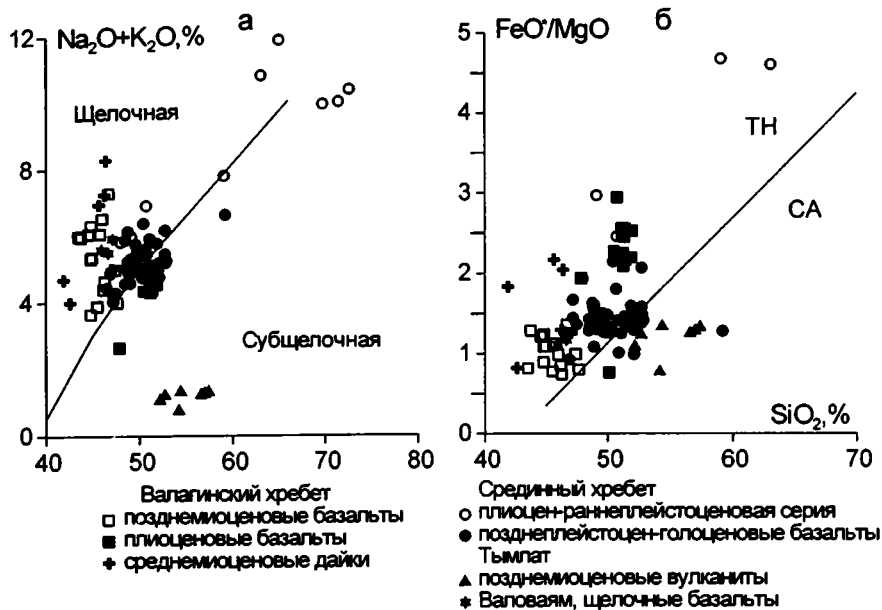


Рис. 2.26. Петрохимические характеристики кайнозойских пород Камчатки

товые базальты и базаниты, слагающие небольшой конус (до 200 м в основании) и несколько даек мощностью от 1,5 до 3 м и содержащие ксенолиты базит-гипербазитового состава [Колосков и др., 1988]. Возраст базальтоидов по данным К-Аг анализа, составляет 7,3 млн лет [Hochstaedter et al., 1994].

Базальтоиды, по данным А.В. Колоскова, сложены фенокристаллами оливина (Fo_{71-73}), клинопироксена ($\text{En}_{38,7-41,1}\text{Wo}_{44,4-48,8}\text{Fs}_{11,1-12,6}$), реже плагиоклаза (An_{52-66}). В основной массе наблюдаются плагиоклаз, оливин, клинопироксен, лейцит, апатит, рудные минералы. По химическому составу базальтоиды относятся к внутриплитному геохимическому типу (ОИВ-подобному), но вместе с тем отличаются пониженными концентрациями HFSE, более высокими LILE, Sr (табл. 2.24; рис. 2.27), повышенной глиноземистостью. Для них характерны более низкие концентрации легких REE при фракционированном распределении лантаноидов ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,1-3,3$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=8,2-8,8$). Базальтоиды характеризуются низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70296-0,70317$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,513091-0,513110$, сопоставимыми с таковыми в N-MORB, при повышенных отношениях изотопов свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,490-18,555$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,614-15,3646$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,637-38,746$; $\Delta 208/204\text{Pb}=65-69$) [Волюнец и др., 1995; Hochstaedter et al., 1994] (рис. 2.3, 2.4).

Умереннокалиевые андезиты р-на р. Валуевая, синхронные по времени формирования (5,95–8,2 млн лет [Hochstaedter et al., 1994]) щелочным базальтоидам, характеризуются более высокими концентрациями LILE, низкими содержаниями HFSE, низкими отношениями La_n/Sm_n (1,8–3,4) и La_n/Yb_n (4,6–5,6), более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70317–0,70320) и более низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512976–0,51312), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,235–18,445), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,47–15,57), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (37,91–38,13) и $\Delta 8/4\text{Pb}$ (20–24) [Hochstaedter et al., 1994].

Таблица 2.24. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Камчатки

Комп.	№ образца, анализа									
	КТ631	КТ627	6256	6732а-С	1019/2	7742	7658	7	1001-С	N291
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,2	45,91	49,12	48,5	49,65	46,28	43,75	50,78	49,82	51,64
TiO ₂	1,6	1,19	1,80	2,13	1,55	2,07	2,55	1,81	1,65	1,84
Al ₂ O ₃	11,45	14,27	18,05	17,48	16,98	17,13	14,7	18,8	16,3	17,4
Fe ₂ O ₃	4,94	3,33	4,51	2,71	3,68	4,09	6,09	3,91	4,79	1,78
FeO	3,5	5,76	7,82	6,65	6,02	3,86	3,69	6,49	5,7	7,16
MnO	0,16	0,21	0,14	0,16	0,15	0,16	0,17	0,19	0,22	0,10
MgO	12,19	9,52	4,00	6,37	7,37	5,83	7,12	3,4	7,18	5,2
CaO	7,70	9,73	8,18	9,3	8,38	6,23	7,76	8,83	8,2	7,23
Na ₂ O	1,17	3,40	4,18	4,00	3,35	5,96	4,48	3,44	3,58	4,39
K ₂ O	4,29	1,44	1,78	1,85	1,9	1,26	1,45	1,36	1,54	2,15
P ₂ O ₅	1,09	0,39	0,30	0,60	0,39	0,5	1,24	0,33	0,44	0,60
п.п.п.	2,46	3,34	0,30	0,29	0,01	6,13	6,24	0,71	0,82	-
Сумма	97,75	98,49	100,18	100,04	99,43	99,5	99,24	100,05	100,24	99,49
Cr	400	415	11	96	164	116	165	96	457	182
Ni	600	190	10	52	117	41	127	23	110	-
Co	41	39	28,4	35,1	45,9	26,3	31,8	30,5	37	32
Sc	-	-	21	25,4	27	20,4	16,4	30	22	15
V	450	420	130	-	279	-	160	378	-	-
Rb	66	22	15	-	28	-	11	15,8	-	22
Ba	1700	2230	668	494	634	941	665	302	283	378
Sr	860	815	647	650	676	192	1015	476	674	534
U	2,6	1,6	0,43	1,15	0,4	1,07	2,7	0,75	0,83	0,56
Th	4,4	3,8	1,6	2,49	2,5	2,88	5,8	2	1,65	1,91
Ta	-	-	1,07	1,31	1	2,19	5,08	0,58	1,54	1,39
Nb	6,6	7,5	25	20	9,6	-	83	7,4	-	20
Hf	17,6	18,8	4,8	4,46	4	5,4	9,2	3,3	3,79	3,25
Zr	690	380	249	226	172	230	459	173	-	202
Y	26	22	-	23	24,7	-	29	40	-	21
La	36	17	25,2	23,1	15,8	26,45	75,4	13,4	19,4	17,9
Ce	100	57	51,8	50,8	30,8	55,85	132	27,1	46,3	35,4
Pr	8	4,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	54	28	26,6	26,6	19,7	27,19	54,3	16,6	26,5	18,1
Sm	16	7,9	6,19	5,73	5	5,57	11	5	6,4	4,35
Eu	3,6	2	1,92	1,7	1,65	1,77	3,33	1,75	1,98	1,6
Gd	9,1	5,9	6,5	-	4,6	-	8,8	6	-	4,2
Tb	1,5	-	1,02	0,85	0,71	0,8	1,37	0,95	0,97	0,68
Tm	-	-	0,43	-	0,28	-	-	0,55	-	-
Yb	2,1	2,5	2,56	2,24	1,6	1,87	2,27	3,1	2,61	1,28
Lu	-	-	0,35	0,32	0,2	0,237	0,265	0,04	0,36	0,17

Окончание таблицы 2.24

Комп.	№ образца, анализа				
	val4	val29	val28	8710	val55
	11	12	13	14	15
SiO ₂	57,7	57,8	55,1	47,14	48,08
TiO ₂	1,23	0,9	1,04	2,34	2,03
Al ₂ O ₃	16,7	17,7	17,3	16,75	15,89
Fe ₂ O ₃	7,33	6,86	7,76	9,7	10,2
MnO	0,1	0,12	0,13	0,1	0,16
MgO	4,82	3,98	5,87	7,65	8,51
CaO	7,54	7,65	8,4	8,66	9,67
Na ₂ O	3,3	3,67	3,05	3,68	3,01
K ₂ O	1,09	1,06	1,11	2,21	1,96
P ₂ O ₅	0,25	0,31	0,24	0,56	0,5
п.п.п.	-	0,77	0,62	-	-
Сумма	100,06	100,82	100,62	98,79	100,01
Cr	104	64	119	315	339
Sc	20,2	16,2	20,9	21,3	25,5
Rb	19	16	14	34	22
Sr	594	746	557	743	667
Ba	356	481	369	430	448
Y	14,4	14,7	17,6	24	22
Zr	77,1	104	112	209	162
Hf	2	2,8	2,4	3,2	3,7
Nb	7,5	10,3	5,8	37	32,1
Th	1,4	1,8	1,5	2,6	3
La	11	14,8	11,2	29,4	25
Ce	24,4	29,4	25,1	56,6	49,3
Nd	14,2	15	13,5	30,1	23,1
Sm	3,6	2,7	3,5	5,7	4,6
Eu	1,22	0,94	1,25	1,97	1,58
Gd	3,6	3	3,7	6,1	4,6
Dy	2,9	2,7	3,1	4,6	3,9
Yb	1,3	1,5	1,6	2,2	2
Lu	0,19	0,22	0,24	0,34	0,3

Примечание. Анализы: 1–2 – Тигильское поднятие: 1 – К щелочной базальт, 2 – абсарокит; 3 – Белоголовский вулкан, щелочной оливниновый базальт; 4–5 – Дол Геологов, гавайиты; 6–8 – Валагинский хребет: 6 – габбро, 7 – щелочной базальт, 8 – субщелочной базальт; 9 – плато Бакенинг, толеит; 10 – потоки п-ова Озерного, щелочной оливниновый базальт, 11–15 – р. Валуям (перешеек Камчатки): 11–13 – андезиты известково-щелочной серии, 14, 15 – щелочные базальты. Анализы: 1–2 – по [Вольнец и др., 1986], 3 – по [Геохимическая типизация..., 1990], 4, 5, 9, 10 – по [Volynets, 1994]; 6, 7 – по [Вольнец и др., 1987], 8 – по [Вольнец и др., 1990], 11–13 и 15 по [Hochstaedter et al., 1994], 14 – из коллекции А.В. Колоскова.

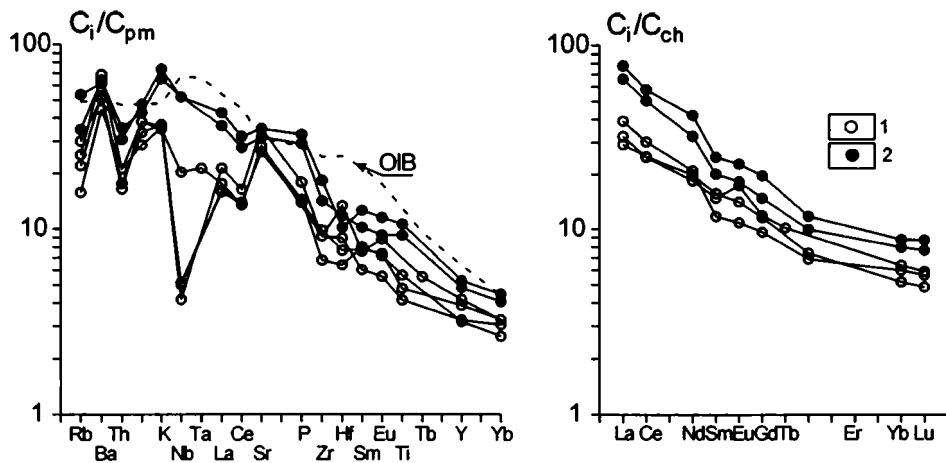


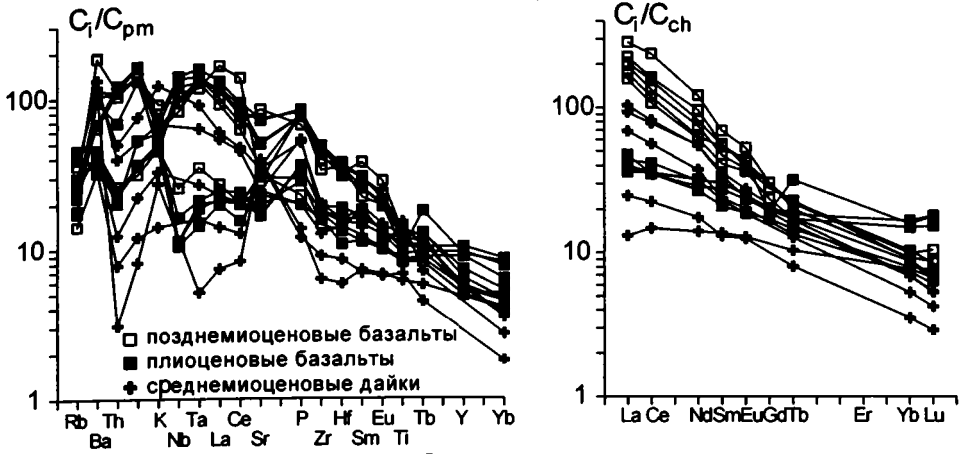
Рис. 2.27. Распределение редких и редкоземельных элементов в позднемиоценовых вулканитах бассейна р. Валаюаям (перешеек Камчатки) [Кеpezhinskas et al., 1997]
1 – андезиты, 2 – щелочные базальты

Образованию плиоцен-четвертичного островодужного вулканического пояса Камчатки предшествовало внедрение щелочных и субщелочных магм внутриплитной геохимической специализации, представленных как эффузивными (Валагинский хребет [Волынец и др., 1990в; 1997; Геохимическая..., 1990], Тумрок [Шанцер, Краевая, 1980]), так и субвулканическими (Валагинский хребет [Волынец и др., 1997], п-ова Кроноцкий и Камчатского мыса [Супруненко, Марковский, 1973; Тихомирова, 1994]) фациями [Волынец и др., 1990в].

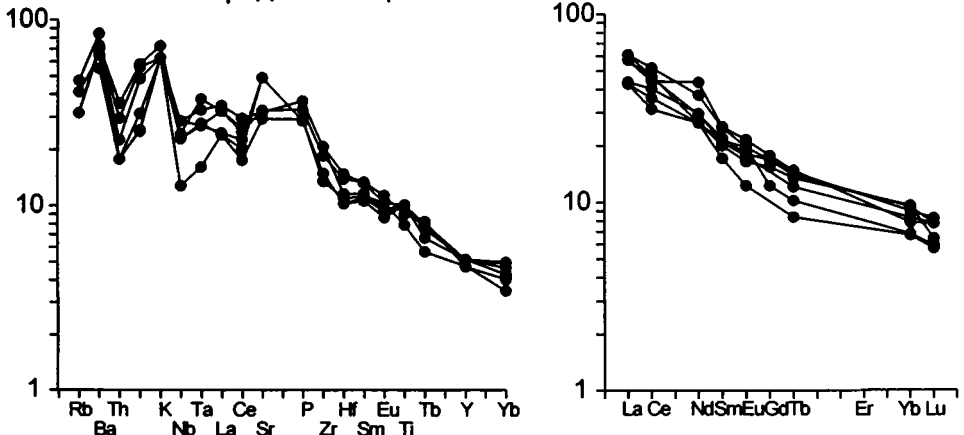
На восточных отрогах Валагинского хребта, по данным О.Н. Волынца [Волынец и др., 1990б,в; Геохимическая..., 1990], среднемиоценовые дайки образованы тремя разновидностями габброидов: керсутитовыми габбро-сиенитами, габбро с титанистым клинопироксеном и амфибол-клинопироксеновым микрогаббро. Габброиды принадлежат щелочной серии (табл. 2.24; рис. 2.26) и характеризуются последовательным обогащением некогерентными элементами от амфибол-клинопироксеновых микрогаббро через титан-салитовое габбро к габбро-сиенитам. Аналогичным образом изменяются значения La_n/Sm_n (0,9–3,1) и La_n/Yb_n (1,7–15,2). Для пород характерен слабый максимум на спайдерграмме (рис. 2.28) или отсутствие его. По соотношению Th–Hf–Ta (рис. 2.29) большая часть анализов располагается в поле внутриплитных базальтов и E-MORB, а состав микрогаббро попадает в поле N-MORB. Изотопный состав Sr, Nd и Pb в дайках отличается более высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70381–0,70459) и более низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5123–0,5126) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (17,818–18,164) при сходных $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ [Волынец и др., 1997] (рис. 2.3, 2.4).

Позднемиоценовые базальты представлены порфировыми и субафировыми разновидностями [Волынец и др., 1990б]. Вкрапленники сложены оливином (Fo_{84-86}) с включениями глиноземистой шпинели и клинопироксенами (титанистым диопсидом и салитом). Основная масса, наряду с оливином и клинопироксенами, сложена плагиоклазом, щелочными полевыми шпатами, титаномагнетитом, ильменитом, анальцимом при переменном содержании вулкани-

Валагинский хребт



Срединный хребт: позднеплейстоцен-голоценовые базальты



Срединный хребт: плиоцен-раннеплейстоценовые вулканы

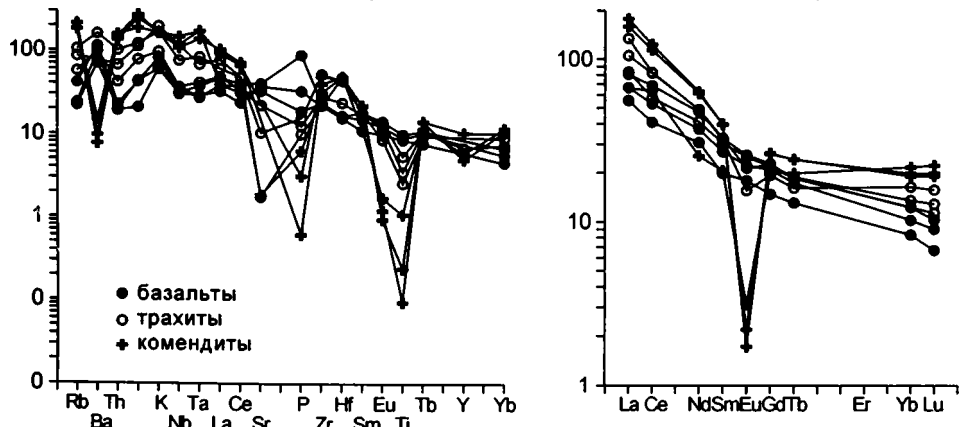


Рис. 2.28. Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканиках Камчатки

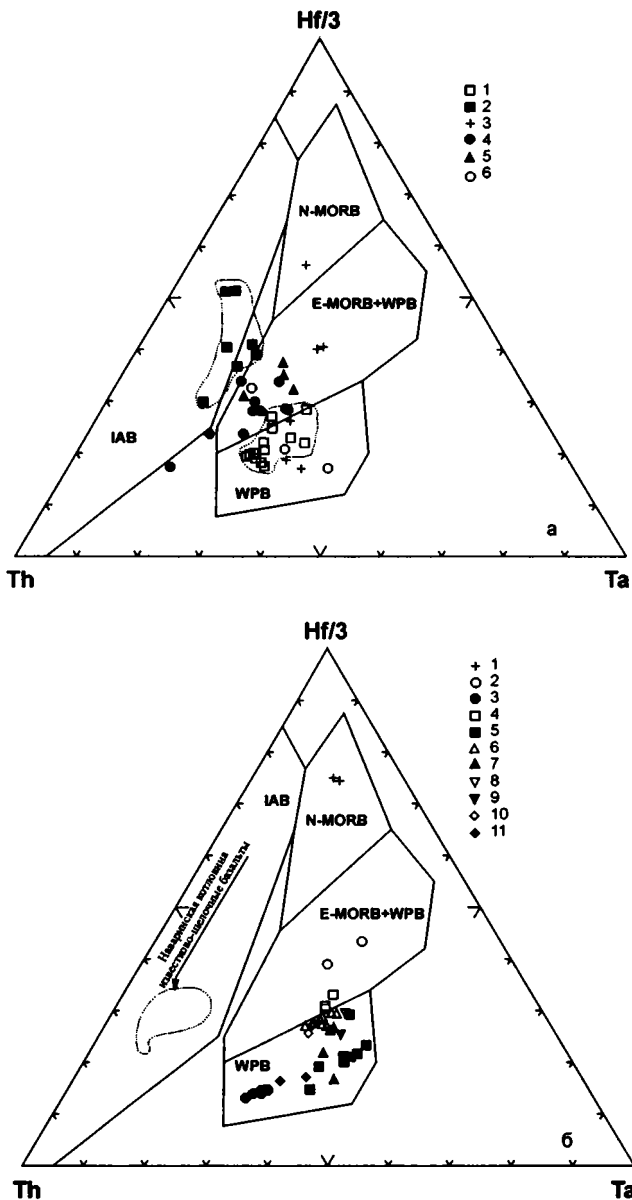


Рис. 2.29. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для кайнозойских внутриплитных базальтов Камчатки и Берингоморского региона

а – Камчатка [Волынец, 1993; Волынец и др., 1995; 1997; Volynets, 1994 и др.]. 1–3 – Валагинский хр.: 1 – позднемiocеновые базальты, 2 – плиоценовые базальты, 3 – среднемiocеновые дайки габброидов; 4, 5 – Срединный хребет: 4 – позднеллейстоцен-голоценовые базальты, 5 – плиоцен-раннеллейстоценовые базальты; 6 – р. Валоваям, щелочные базальты

б – Берингово море и Аляска. 1 – Командорская котловина; 2, 3 – Наваринская котловина [Davis et al., 1989, 1993]: 2 – эоценовый комплекс, толеиты, 3 – плейстоценовый комплекс, базаниты; 4–5 – о-ва Прибылова [Davis et al., 1995]: 4 – толеиты, 5 – щелочные базальты; 6, 7 – хр. Прибылова [Davis et al., 1995]: 6 – толеиты, 7 – щелочные базальты; 8, 9 – Бетел [Moll-Stalcup, 1994; 1995]: 8 – толеиты, 9 – щелочные базальты; 10, 11 – о-в Св. Лаврентия [Moll-Stalcup, 1995]: 10 – толеиты, 11 – щелочные базальты. Поля базальтов различных геодинамических обстановок см. рис. 2.9

ческого стекла. По соотношению щелочи–кремнезем (рис. 2.26) базальты принадлежат щелочной серии, характеризуясь высокими концентрациями когерентных и некогерентных литофильных элементов, близкими к таковым в щелочных базальтах континентальных рифтов и океанических островов. Для пород также характерны Ta-Nb максимум на спайдерграмме и высокие значения La_n/Sm_n (2,3–4,1) и La_n/Yb_n (6–31) (рис. 2.28). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 2.29a) фигуративные точки располагаются в области WPB.

В плиоценовых базальтах вкрапленники представлены плагиоклазом (Al_{60-65}), оливином (Fe_{72-73}), авгитом. В основной массе распознаются микролиты плагиоклаза, железистого оливина (Fe_{44-64}), титаномагнетита и небольшое количество кислого щелочного стекла [Волынец и др., 19906]. По содержанию щелочей и поведению железа и магния базальты относятся к субщелочной толеитовой серии (рис. 2.26) и характеризуются более низкими концентрациями Sr, легких REE, Ta, Nb (при наличии Ta-Nb максимума) при большем обогащении Rb, Y, Yb и менее дифференцированном спектре REE ($La_n/Sm_n=1,2-1,4$ и $La_n/Yb_n=2,2-2,9$) (рис. 2.28).

Изотопный состав Sr, Nd и Pb в базальтах обоих возрастных интервалов в целом сходен ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,70363-0,70512$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51195-0,51216$; $^{206}Pb/^{204}Pb=17,87-18,10$), отличаясь как от габброидов дайкового комплекса, так и от плиоцен-четвертичных островодужных вулканитов более обогащенным составом [Волынец и др., 1997] (рис. 2.3, 2.4).

Позднеплейстоцен-голоценовые базальты K-Na щелочной оливин-базальтовой серии Срединного хребта Камчатки проявились в виде зоны арельного вулканизма на поздних этапах развития островодужного вулканического пояса и приурочены к линейным структурам, косо секущим образования пояса [Волынец, 1993; Волынец и др., 1995; Volynets, 1994]. В целом, их состав аналогичен плиоценовым базальтоидам Валагинского хребта, отличаясь несколько большей вариабильностью содержания элементов группы титана.

Вулканисты плиоцен-раннеплейстоценового возраста базальт-трахит-комендитовой серии приурочены к крупной вулканотектонической депрессии, образуя как длительно развивающиеся стратовулканы (Белоголовский и др.), так и встречающаяся среди полей развития пород K-Na щелочной оливин-базальтовой серии в тыловой зоне вулканического пояса Срединного хребта [Волынец и др., 1986].

Вулканические породы серии, как правило, лейкократовые порфиоровые. Вкрапленники в базальтах представлены оливин-плагиоклазовой ассоциацией, в щелочных кварцевых трахитах и трахириолитах – клинопироксенами и фельдшпатоидами, в комендитах – биотитом и фельдшпатоидами; во всех породах отмечаются субфенокристы и лейсты титаномагнетита и ильменита [Волынец, 1993; Волынец и др., 1986]. Вулканисты принадлежат щелочной калиевой серии и отличаются высокими концентрациями легких и средних REE, Th, элементов группы титана (табл. 2.24; рис. 2.28). Характерно последовательное увеличение значений La_n/Yb_n в ряду базальт–щелочной кварцевый трахит (от 6,5 до 9) и резкое их уменьшение в наиболее кремнекислых комендитах (до 3,1), вызванное снижением концентраций легких REE при продолжающемся росте тяжелых (рис. 2.28) [Геохимическая..., 1990].

Вулканисты олигоценовой K-щелочнобазальтовой серии известны только на Западной Камчатке, где они слагают субвулканические тела и ассоцииру-

ют с породами шошонит-латитовой серии [Гузиев, 1976; Волюнец и др., 1985; 1993; Геохимическая..., 1990; Перепелов и др., 2002]. Базальтоиды серии – меланократовые, порфиновые породы с флогопит-оливин-клинопироксеновой ассоциацией вкрапленников. Характерные особенности минерального состава пород (крайне хромистая шпинель, хром-диопсиды, хромистый флогопит, сменяющийся в каймах фенокristов и микролитах высокотитанистым биотитом, повышенная бариевость фельдшпатоидов) сближают их с ордениновыми разновидностями пород лампроитовой серии и некоторыми лампрофирами [Волюнец, 1993]. К-базальтоиды, наряду с высокими концентрациями калия, характеризуются высокой магниальностью ($mg_{\#}=67-76\%$), сочетанием высоких концентраций Sr и Ni с высокими содержаниями щелочных и щелочно-земельных элементов, легких REE, Zr, Hf (табл. 2.24). Так, отношения La_n/Yb_n изменяются от 4,5 до 13,7. Однако, в отличие от базальтоидов других серий внутриплитной геохимической ассоциации, в К-базальтоидах Западной Камчатки отмечается Ta-Nb минимум, а на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 2.29) их фигуративные точки в основном располагаются в поле островодужных вулканитов.

Кайнозойский вулканизм на шельфе Берингова моря и западной окраине Аляски

Данные о проявлении вулканической деятельности в пределах шельфа Берингова моря крайне малочисленны. При драгировках континентального склона в районе Наваринской котловины был поднят комплекс пород разного возраста и генезиса [Davis et al., 1989; 1993]: раннеэоценовые (50,2–54,4 млн лет) вулканиты, отвечающие по составу базальтам, андезитам, дацитам и риолитам, ранне-среднеплейстоценовые базаниты и щелочные оливинные базальты.

Раннеэоценовые базальты и андезиты по химическому составу относятся как к толеитовой, так и известково-щелочной сериям, тогда как среди дацитов и риолитов встречены только известково-щелочные разности (табл. 2.25) [Davis et al., 1989]. Среди толеитовых базальтов выделяются умереннотитанистые ($TiO_2=1,7-1,82\%$) и низкотитанистые ($TiO_2=0,7-1,0\%$) разности. Базальты первой группы характеризуются относительно «пологим» распределением некогерентных элементов на спайдерграмме (рис. 2.30), сильным Ta-Nb максимумом и умеренно деплетированным распределением LREE ($La_n/Sm_n=0,8-0,9$; $La_n/Yb_n=1,3-1,4$) (рис. 2.30a).

Остальные вулканиты вне зависимости от серийной принадлежности обогащены крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных (LILE>HFSE), на спайдерграмме отмечается «пилообразное» распределение некогерентных элементов с сильным Ta-Nb минимумом и Sr максимумом, что характерно для надсубдукционных образований (рис. 2.30). Аналогично их поведение и на диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2.29б), где фигуративные точки раннеэоценовых базальтов располагаются в поле составов пород деструктивных обстановок. Отношения La_n/Yb_n сильно варьируют. Так, от базальтов к дацитам отношения изменяются от 2 до 14, достигая в риолитах 17–20 (рис. 2.30).

Таблица 2.25. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Берингова моря и Аляски

Комп.	№ образца, анализа									
	15-CC			10-2	15-5	40-16	44-13	44-6	G-14	P-27A
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47,60	47,90	47,78	52,30	51,80	65,10	45,40	43,20	48,10	45,30
TiO ₂	1,70	1,78	1,79	1,82	0,96	0,33	3,16	3,41	2,38	3,23
Al ₂ O ₃	15,90	15,47	14,67	16,80	17,50	17,10	11,60	11,20	13,60	16,10
Fe ₂ O ₃	4,60	5,92	6,28	6,73	3,66	-	3,69	3,64	3,88	4,73
FeO	4,80	3,97	4,51	4,59	4,27	3,25	8,74	8,87	8,74	7,54
MnO	0,33	0,25	0,25	0,23	0,11	0,04	0,15	0,16	0,17	0,17
MgO	6,00	6,25	6,25	4,36	6,37	2,76	8,91	10,50	9,10	6,66
CaO	10,60	9,97	10,42	7,92	10,50	4,62	10,10	10,90	8,94	9,90
Na ₂ O	2,80	3,11	3,27	4,89	3,46	4,67	3,41	3,54	3,16	4,08
K ₂ O	0,23	0,39	0,22	0,05	1,04	1,79	2,16	2,30	0,91	1,84
P ₂ O ₅	0,28	0,20	0,19	0,24	0,23	0,15	0,92	0,86	0,32	0,56
п.п.п.	4,95	3,99	3,95	-	-	-	0,73	0,29	-	-
Сумма	99,79	99,20	99,48	99,93	99,90	99,81	98,97	98,87	99,30	100,11
Cr	380	-	-	139	223	34	201	223	-	-
Ni	95	59,04	56,99	-	-	-	-	-	-	-
Co	44	38,19	39,04	37	30	10	51,8	56,4	-	-
Sc	40	33,00	32,73	42	33	8,3	17,9	18,6	-	-
Rb	9	8,86	4,15	2	22	29	67	60	25	17
Ba	9	10,99	8,45	80	230	229	643	793	100	200
Sr	-	144,54	148,47	132	325	570	789	874	405	710
Th	-	0,22	0,21	0,4	1,3	1,43	6,3	8,4	1,18	1,95
Ta	-	0,32	0,32	0,6	0,37	0,12	3,9	4,4	1,45	2,72
Nb	-	3,20	3,09	5	5	5	63	65	15	15
Hf	-	4,01	3,99	2,3	2	2,9	5,3	5,8	3,26	4,26
Zr	150	112,89	116,16	78	63	135	233	258	100	100
Y	50	29,91	30,98	25	21	12	24	21	20	10
La	-	4,74	4,67	6	6,5	8,45	52	63,6	12,5	23,2
Ce	-	14,40	13,97	17	16	18	92,1	110	27,3	50,2
Pr	-	2,23	2,24	-	-	-	-	-	-	-
Nd	-	11,94	12,57	9	11	8,94	39	51	15,8	26,2
Sm	-	3,82	3,97	4,4	2,9	1,88	8,1	9,9	3,97	5,84
Eu	-	1,45	1,48	1,3	0,9	0,66	2,5	2,8	1,46	2,05
Gd	-	5,05	5,05	-	-	-	-	-	-	-
Tb	-	0,89	0,95	0,87	0,45	0,29	0,84	0,88	0,7	0,86
Dy	-	5,90	6,26	-	-	-	-	-	-	-
Ho	-	1,18	1,24	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	3,56	3,77	-	-	-	-	-	-	-
Tm	-	0,50	0,52	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	3,40	3,44	3	1,9	0,63	1,5	1,3	1,75	1,38
Lu	-	0,51	0,49	0,51	0,29	0,1	0,21	0,2	0,27	0,21

Окончание таблицы 2.25

Комп.	№ образца, анализа							
	DR1-24	3/19-7	66H122	88-059	87-106	90-006	90-011	90004D
	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	48,30	50,10	47,70	51,90	49,40	46,40	49,60	40,10
TiO ₂	2,09	1,79	2,10	1,90	3,23	2,11	2,18	3,02
Al ₂ O ₃	14,80	15,60	15,50	15,20	14,10	16,10	14,10	11,80
Fe ₂ O ₃	3,59	6,20	2,40	1,53	2,23	2,94	1,60	5,90
FeO	7,42	2,16	8,80	8,80	8,71	7,62	9,55	8,47
MnO	0,13	0,19	0,19	0,15	0,16	0,19	0,17	0,22
MgO	8,84	4,87	7,30	7,00	7,41	7,64	9,48	10,10
CaO	9,40	8,79	7,00	8,92	8,84	7,62	8,77	9,38
Na ₂ O	3,55	3,41	5,03	3,28	3,80	4,13	3,01	4,40
K ₂ O	1,08	1,83	2,73	0,63	1,40	2,73	0,89	2,38
P ₂ O ₅	0,58	0,73	0,93	0,28	0,63	0,64	0,30	1,27
п.п.п.	-	2,37	0,41	0,41	0,17	1,40	0,29	1,59
Сумма	99,78	98,04	100,09	100,00	100,08	99,52	99,94	98,63
Cr	-	168	192	178	170	123	258	283
Ni	-	153	-	115	98,1	126	135	253
Co	-	29	41,4	40,6	37,4	39,8	44,7	52,2
Sc	-	18,2	13,9	19,1	17,1	19	19,3	10,5
Rb	26	10	61,6	8,1	14,3	19,9	17	17,7
Ba	150	460	760	130	267	209	196	252
Sr	530	1500	1000	590	890	800	338	1390
Th	1,38	0,93	6,9	0,77	2,11	-	-	-
Ta	1,46	0,16	4,7	0,91	2,37	3,98	1,03	7,7
Nb	10	-	65	16	34	60	20	106
Hf	3,11	2,14	6,82	2,1	4,55	5,99	3,44	8,18
Zr	70	-	360	100	205	335	160	435
Y	15	-	18	16	32	30	24	26
La	14,1	13,7	55,8	8,3	20	33,9	14,2	62,3
Ce	28,3	33,4	98,2	19,6	43,4	70,7	34,5	140
Nd	16,1	19,2	41	13,8	27,3	31,2	19,1	65,8
Sm	3,89	3,69	8,5	4,01	7,32	6,47	5,02	13,2
Eu	1,53	1,15	2,4	1,41	2,8	1,99	1,61	3,83
Tb	0,75	-	0,9	0,55	1,13	0,82	0,74	1,28
Yb	1,83	0,8	1,51	1,3	1,83	2,21	1,69	1,06
Lu	0,26	0,13	0,2	0,17	0,23	0,3	0,23	0,13

Примечание. Анализы: 1–3 – Командорская котловина, скв, 191 ODP: 1 – по [Stewart et al., 1974], 2–3 – оригинальные данные (обр. 19-191-16R-1, 25,0-31,0 и 19-191-16R-1, 78,0-83,0 соответственно); 4–8 – Наваринская котловина: 4–6 – эоценовый комплекс, по [Davis et al., 1989], 7–8 – четвертичный комплекс, по [Davis et al., 1993]; 9–10 – о-ва Прибылова, по [Davis et al., 1995]; 11 – подводный хребет Прибылова, по [Davis et al., 1995]; 12 – о-в Беринга, по [Цветков, 1990]; 13 – о-в Св. Лаврентия, по [Moll-Stalcup, 1995]; 14–18 – Аляска, ареалы, по [Moll-Stalcup, 1995]: 14–15 – Бетел, 16–17 – озеро Имурук, 18 – вулкан Кендл. 1–3, 14, 17 – толеиты, 5, 6 – известково-щелочные вулканы, 7–11, 13, 15, 16, 18 – щелочные базальты, 12 – трахибазальт.

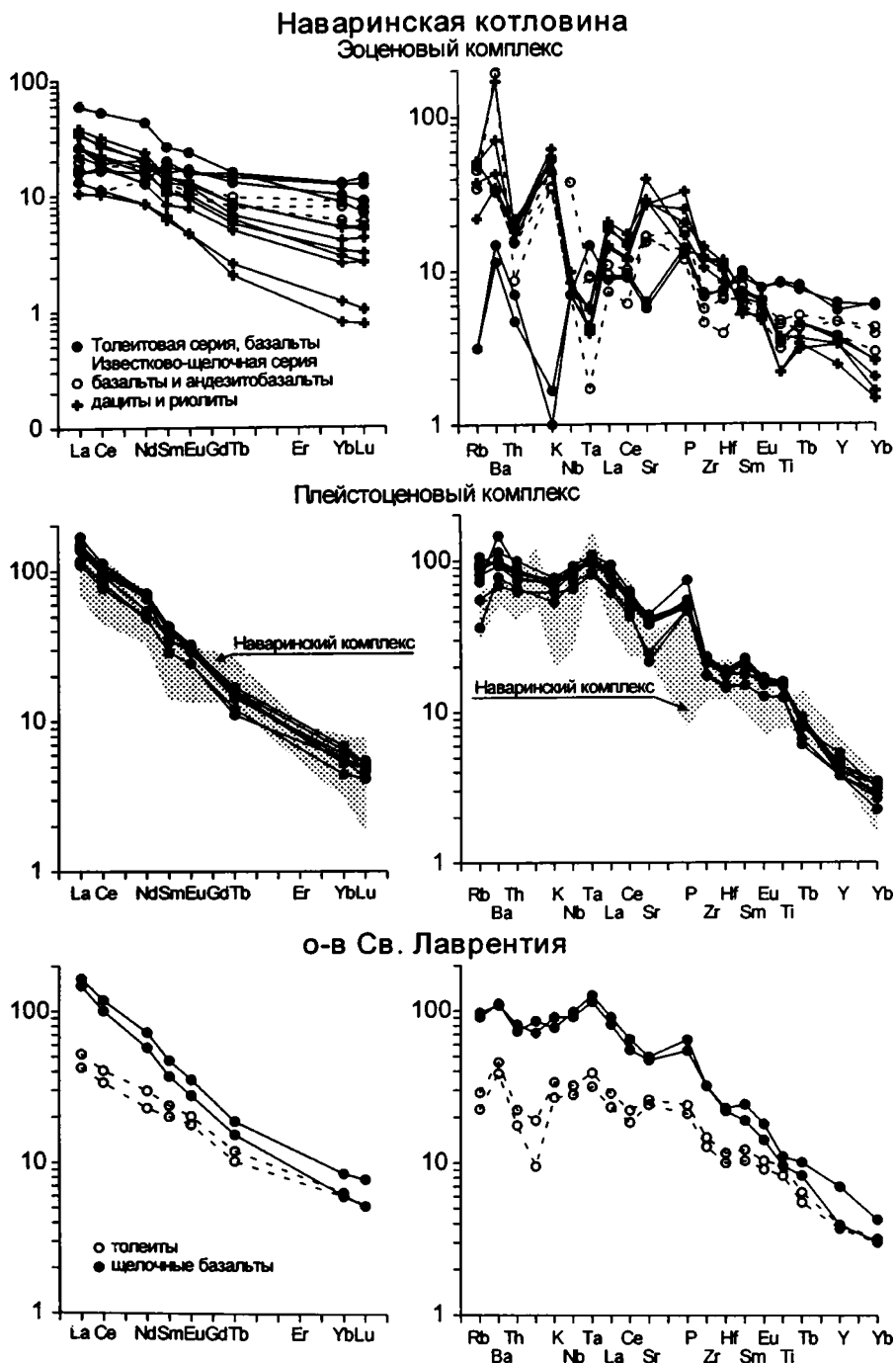
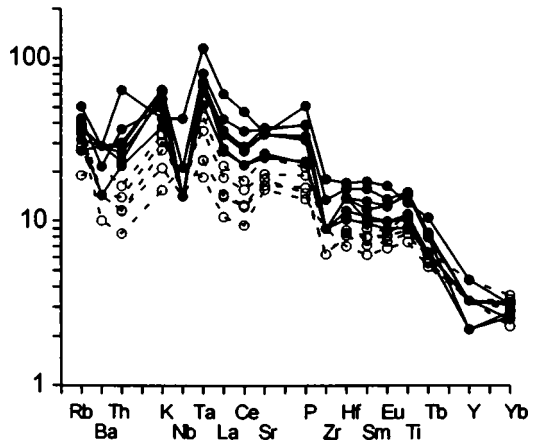
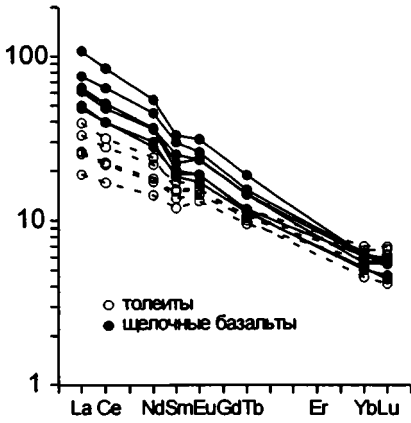


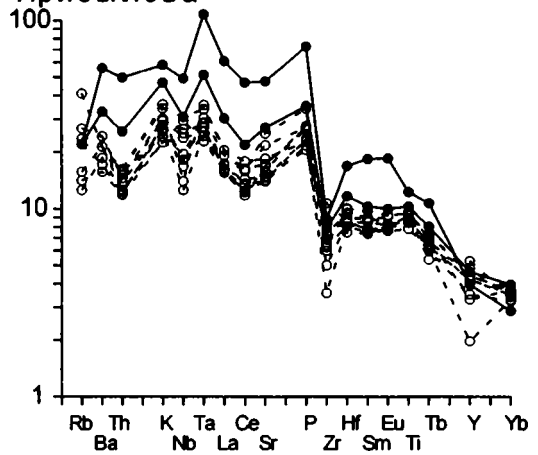
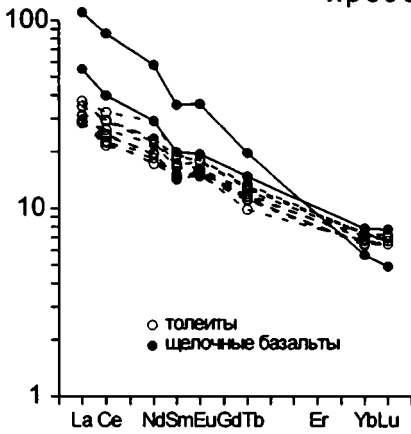
Рис. 2.30. Распределение редкоземельных и несовместимых элементов в вулканах шельфа Берингова моря и западной части Аляски

Наваринская котловина, по [Davis et al., 1989; 1993]; о-в Св. Лаврентия, по [Moll-Stalcup, 1995]; о-ва и хр. Прибылова, по [Davis et al., 1995]; Аляска, по [Moll-Stalcup, 1994; 1995]

о-ва Прибылова



хребет Прибылова



Аляска

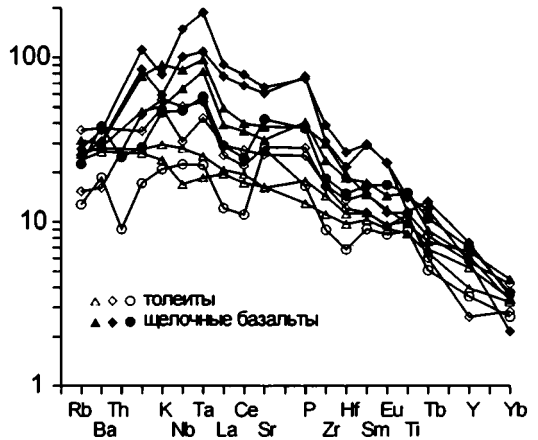
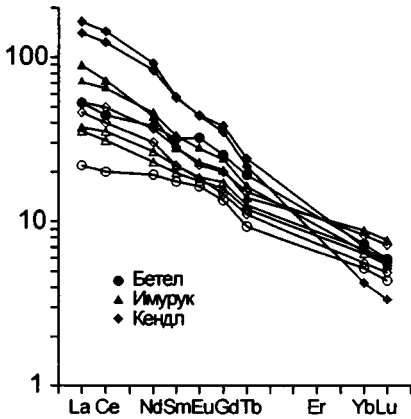


Рис. 2.30. Окончание

Ранне-среднеплейстоценовые базаниты и щелочные оливиновые базальты являются умереннопорфировыми породами [Davis et al., 1993]. Вкрапленники образованы оливином (Fe_{82-84}), клинопироксеном ($En_{39-46}Wo_{45-49}Fs_{8-12}$). Основная масса породы стекловатая.

Базальтоиды – щелочные, *Ne*-нормативные породы (табл. 2.25) [Davis et al., 1993; 1995], характеризующиеся высокими содержаниями ($MgO=9-11\%$). Содержания K_2O , TiO_2 и Al_2O_3 увеличиваются с уменьшением MgO . Распределение некогерентных элементов (рис. 2.30) типично для вулканитов внутриплитной геохимической специализации: породы обогащены легкими литофильными элементами, имеют отчетливый Ta-Nb максимум. На диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2.29б) фигуративные точки базальтоидов также располагаются в поле WPB. Распределение REE сильно фракционированное, с обогащением LREE ($La_n/Sm_n=3,5-4,5$; $La_n/Yb_n=19,6-33,2$) (рис. 2.30). Значения $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,75–18,93), $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,54–15,56), $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38,79–38,92), $\Delta 8/4Pb$ (35–50), $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70428–0,70434) и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512665–0,512702) несколько выше и ниже, соответственно, чем в большей части внутриплитных базальтоидов Берингового моря (рис. 2.3, 2.4).

Интенсивный кайнозойский вулканизм проявился и на о-вах Берингова моря, расположенных большей частью в пределах его шельфовой части (рис. 2.1). На о-вах Прибылова (о-в Св. Георгия и о-в Св. Павла) и одноименном подводном хребте различаются два эпизода вулканической деятельности: позднелицен-раннеплейстоценовый (1,6–2,2 млн лет) и ранне-среднеплейстоценовый (0,77–0,84 млн лет), причем более поздняя вулканическая деятельность была проявлена преимущественно в пределах подводного хребта Прибылова и отчасти на о-ве Св. Павла, где известны извержения в историческое время (1892 г.) [Barth, 1956; Cox et al., 1966; Lee-Wong et al., 1979].

В отличие от базальтоидов Наваринской впадины, вулканиты о-вов и хребта Прибылова преимущественно плагиофировые [Lee-Wong et al., 1979]. Вкрапленники в базальтоидах представлены большей частью плагиоклазами (Al_{69-55}), а также оливином (Fe_{65-89}), клинопироксенами, изменяющими состав от авгита в умеренно щелочных разностях базальтоидов, до салита в нефелинитах. Основная масса пород образована плагиоклазами, клинопироксенами, рудными минералами, вулканическим сидеромелановым стеклом; в нефелинитах отмечаются мелкие кристаллы нефелина. В отдельных потоках встречены ксенолиты ультрамафитов.

Все базальтоиды принадлежат щелочной серии, однако их состав изменяется от умереннощелочного в оливиновых базальтах до сильнощелочного в нефелинитах (табл. 2.25), а по нормативному составу большая часть базальтоидов является *Ne*-нормативными, хотя редко встречаются и *Hyp*-нормативные разности [Davis et al., 1995].

По концентрациям и распределению некогерентных элементов базальтоиды хребта Прибылова принадлежат к внутриплитной геохимической ассоциации и сходны с ОИВ (рис. 2.30). Так, для них характерно обогащение высокозарядными литофильными элементами относительно крупнокатионных ($HFSE/LILE>1$), обычен Ta-Nb максимум. Распределение REE фракционированное, с обогащением LREE, хотя и не таким значительным, как в вулканитах Наваринского бассейна ($La_n/Sm_n=1,6-3,2$; $La_n/Yb_n=3,3-19,5$) (рис. 2.30).

На диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2.29б) большая часть фигуративных точек базальтоидов располагается в поле щелочных WPB, однако *Нур*-нормативные базальты смещены в область составов E-MORB. Отношения изотопов Sr (0,70272–0,70306), Nd (0,51303–0,51308) и Pb ($\Delta 8/4Pb$ от –9 до –20) в базальтоидах Прибылова отражают более деплетированный источник магмогенерации, чем для базальтов Наваринского бассейна (рис. 2.3, 2.4) [Kay et al., 1978 и др.].

Остров Нунивак представляет собой крупную (90x70 км) вулканическую постройку, сложенную потоками плиоцен-четвертичных (0,9–6,2 млн лет [Hoare et al., 1968]) оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов, перекрывающих меловые осадочные отложения о-ва, а также многочисленными шлаковыми конусами, сформированными базанитами и нефелинитами, часто содержащими ксенолиты ультрамафитов и мафитов [Mark, 1971; Menzies, Murthy, 1980; Roden, 1982; Roden et al., 1984; 1995]. Изотопный состав Sr и Nd в базальтоидах сходен с таковым в N-MORB.

Большая часть ксенолитов на о-ве Нунивак представлена тонкозернистыми шпинелевыми лерцолитами и пироксеновыми гранулитами [Francis, 1976, 1978; Menzies, Murthy, 1980; Roden et al., 1984; 1995]. Пироксеновые гранулиты характеризуются деплетированным распределением некогерентных элементов, положительной Eu аномалией, и отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70242–0,70248) и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51305–0,51311), подобными как в вмещающих базанитах и нефелинитах, так и N-MORB. Лерцолиты высокомагнезиальны, но обогащены базальтовой составляющей, с отношениями LREE/HREE меньшими, чем в хондритах ($La_n/Sm_n=0,47–0,55$; $La_n/Yb_n=0,38–0,43$) и деплетированными отношениями изотопов Sr (0,70232–0,70264) и Nd (0,51321–0,51330) (рис. 2.3, 2.4) [Roden et al., 1995].

Вулканический ареал Кукулигит о-ва Св. Лаврентия, перекрывающий вулканические, плутонические и осадочные породы раннего палеозоя–раннего кайнозоя, образован серией плейстоценовых (0,24–1,5 млн лет) лавовых потоков на площади 42 на 33 км общей мощностью до 500 м [Patton, Csejtey, 1980]. Основной объем вулканитов представлен щелочными оливиновыми базальтами при подчиненной роли оливиновых толеитов, а также базанитами и нефелинитами, формирующими отдельные потоки и шлаковые конуса, и содержащими ксенолиты ультрамафитов и мафитов.

Вулканиты, по соотношению SiO_2 , (Na_2O+K_2O) и $tFeO/MgO$, относятся к щелочной и субщелочной толеитовой сериям (табл. 2.25) и принадлежат внутриплитной геохимической ассоциации [Moll-Stalcup, 1995]. Базальтоиды обогащены некогерентными элементами, имеют значительный Ta-Nb максимум на спайдерограммах (рис. 2.30). На диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2.29б) точки состава базальтоидов располагаются в поле WPB. Распределение REE фракционированное, со значительным обогащением LREE, увеличивающимся от толеитов через щелочные оливиновые базальты к базанитам и нефелинитам ($La_n/Sm_n=2,1–4,0$; $La_n/Yb_n=7–24$) (рис. 2.30). Изотопные отношения Sr (0,70335–0,70393), Nd (0,51285–0,51288) и Pb ($\Delta 8/4Pb=46–65$) [Mark, 1971; Moll-Stalcup, 1995] характеризуют более обогащенный мантийный источник, по сравнению с островами Нунивак и Прибылова (рис. 2.3, 2.4).

В развитии кайнозойского магматизма западной окраины Аляски выделяются три главных этапа, связанные с разными геодинамическими событиями

в регионе [Moll-Stalcup, 1994]. Первый, раннетретичный, отчасти захватывающий и конец мела (76–50 млн лет), и второй, среднетретичный (43–37 млн лет), связаны с развитием островных дуг и формированием преимущественно известково-щелочного надсубдукционного магматизма, охватывающего районы западной (пояс Юкон-Кануити), центральной (пояс Аляскинского хребта и гор Кукоквим) и южной (пояс Санак-Баранов) Аляски. Третий, поздний миоцен-голоценовый (~6 млн лет – совр.) связан с процессами деструкции и растяжения и характеризуется широким развитием базальтового вулканизма внутриплитной геохимической специализации.

Хотя наиболее ранние проявления базальтового вулканизма на западной окраине Аляски (ареал Кутрук, п-ов Сьюард) датируются олигоценом (26–28 млн лет [Swanson et al., 1981]), образование большей части вулканических ареалов приходится на плиоцен-четвертичное время [Moll-Stalcup, 1994]. Известно около 15 вулканических ареалов, размещение которых прослеживается вдоль побережья Берингова моря от п-ва Сьюард (Имурук, Девил) на севере, вдоль побережья залива Нортон (Сент-Майкл), дельты р. Юкон (междуречье рек Юкон и Кукоквима, группа ареалов Инджакслагвэт), окрестностей г. Бетель, до долины р. Тогиак (ареал Тогиак). Во внутренних частях Аляски проявления базальтового вулканизма известны в бассейне р. Юкон и на вулкане Приндл (рис. 2.1). Большая часть вулканических ареалов Берингоморской провинции Аляски образована потоками толеитов и щелочных оливиновых базальтов при меньшем развитии базанитов и нефелинитов; однако ряд ареалов сформирован либо только толеитами, либо щелочными базальтоидами.

В районе оз. Имурук различаются пять основных фаз вулканической активности: олигоценовая (26–28 млн лет), поздний миоцен-плиоценовая (2,2–5,8 млн лет), среднеплейстоценовая (0,8–0,9 млн лет), позднеплейстоценовая и голоценовая [Hopkins, 1963; Swanson et al., 1981]. Основной объем вулканического ареала сложен потоками щелочных оливиновых базальтов при подчиненной доли оливиновых и *Qtz*-толеитов, тогда как на заключительных этапах базанитами были сформированы шлаковые конуса и маары. Базаниты содержат ксенолиты шпинелевых лерцолитов, реже гарцбургитов. Так, на п-ове Сьюард в позднем плиоцене (2,5–2,9 млн лет) были образованы ареалы Девил и Теллер, сложенные базанитами, тефритами и щелочными оливиновыми базальтами [Moll-Stalcup, 1994].

Вулканический ареал Сент-Майкл занимает площадь около 2000 км² и сложен главным образом потоками оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов плиоценового возраста (2,8–3,25 млн лет) при подчиненном развитии базанитовых шлаковых конусов.

В дельте Юкона оливиновые толеиты слагают ряд маломощных потоков. Меньшим развитием в этом районе пользуются шлаковые конуса и маары, сложенные базанитами и оливиновыми нефелинитами, содержащими ксенолиты шпинелевых лерцолитов и оливиновых габбро. В юго-западной части Аляски среднеплейстоценовые (0,76 млн лет) толеиты и щелочные оливиновые базальты формируют ареал Тогиак [Hoare, Coonrad, 1980].

Плейстоценовые и голоценовые вулканические ареалы центральной части Аляски образованы преимущественно щелочными базальтоидами. Так, базаниты слагают шлаковый конус вулкана Приндл, а потоки щелочных оливи-

новых базальтов занимают площадь около 100 км² в междуречье Юкона и Коюкука [Patton, Vox, 1989].

По химическому составу базальтоиды Берингоморской провинции Аляски относятся к внутриплитной геохимической ассоциации, проявляя сходство как с базальтоидами континентальных рифтов, так и океанических островов [Moll-Stalcup, 1994, 1995]. По соотношению щелочи–кремнезем и по поведению железа при дифференциации базальтоиды относятся к щелочной и субщелочной толеитовой сериям; среди последних различаются *OI*- и *Qtz*-толеиты (табл. 2.25). В базальтах щелочной и толеитовой серий вкрапленники представлены оливином, клинопироксеном, плагиоклазом, реже магнетитом. В базанитах плагиоклаз отсутствует, а в основной массе отмечаются нефелин и анальцим, в нефелинитах – натриевые пироксены и нефелин. Большая часть базальтоидов имеет высокую магнезиальность ($mg_{\#} > 75\%$), а щелочные базальты часто содержат ксенолиты шпинелевых лерцолитов, гарцбургитов, а также мегакристы анортоклаза, клинопироксенов и керсутита [Moll-Stalcup, 1994]. Базальты обогащены некогерентными элементами, имеют значительный Ta-Nb максимум относительно щелочных и легких редкоземельных элементов (рис. 2.30). Распределение REE сильно фракционированное: степень обогащения цериевыми лантаноидами увеличивается от толеитов к щелочным оливиновым базальтам, базанитам и нефелинитам ($La_n/Sm_n = 1,3-4,0$; $La_n/Yb_n = 4,2-38,7$). На диаграмме Hf-Ta-Th (рис. 2.29б) фигуративные точки базальтов располагаются в поле WPB.

Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в базальтах изменяются от N-MORB-подобных в базальтах ареалов Сент-Майкл и Инджакслагвэт до умеренно деплетированных в базальтах ареала Бетель (0,70267–0,70325 и 0,512811–0,51311) [Mark, 1971; Moll-Stalcup, 1995]. Примечательно, что щелочные базальты отдельного ареала имеют более низкие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и более высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$, чем породы толеитовой серии (рис. 2.3) [Moll-Stalcup, 1994], что отмечается и во многих вулканитах внутриплитного геохимического типа. Изотопный состав свинца базальтов Аляски в целом также близок N-MORB по соотношениям $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (рис. 2.4) [Moll-Stalcup, 1995].

Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах Северо-Востока Азии

Деструкция северо-восточной континентальной окраины Азии в кайнозое проявилась в интенсивном развитии сдвиговых дислокаций и образовании грабенов, развитии гетерогенного по составу магматизма преимущественно с внутриплитными геохимическими свойствами. Анализ данных по магматизму региона позволил реконструировать геодинамические обстановки его проявления и природу предполагаемых источников. При анализе вулканизма и геодинамических событий в регионе важно еще раз подчеркнуть, что в пределах Камчатской складчатой области и смежной с ней Олюторской проявления внутриплитного вулканизма часто синхронны с накоплением надсубдукционных вулканических комплексов, что обусловлено крайне гетерогенной природой магомгенирующих источников.

Отправным рубежом при анализе кайнозойской эволюции магматических и тектонических событий следует считать *маастрихт-среднеэоценовый этап*.

К концу позднего мела завершилось развитие протяженного Охотско-Чукотского вулканического пояса [Белый, 1978]; вдоль окраины Корьякско-Камчатской зоны накапливался Лесновско-Укэляятский терригенный флиш. Прекращение субдукции и начавшееся интенсивное шарьирование аллохтонных пластин из океанической области на континент, вероятно, были связаны с изменением кинематики литосферных плит, сопровождавшимся резким сокращением темпов спрединга в Тихом океане [Хаин, 2001]. Вероятно, тектоника и геодинамика северо-востока Евразии и прилежащих частей Тихого океана в значительной степени определялись коллизией системы террейнов с Евразийской и Северо-Американской плитами на рубеже мела и палеогена, приведшей к образованию сдвигов и сопряженных с ними грабенов перед фронтом аллохтонных пластин.

В маастрихт-среднеэоценовое время развивается интенсивный базальтовый вулканизм, связанный со структурами растяжения, отличающийся латеральной неоднородностью состава, ареалы которого охватывают обширную территорию северо-восточной окраины Азиатского континента, включая Корьякско-Камчатскую складчатую область и прилегающие с севера структуры Верхояно-Чукотской складчатой области совместно с меловым Охотско-Чукотским окраинно-континентальным вулканическим поясом [Филатова, 1988].

Общим свойством пород маастрихт-среднеэоценового времени в регионе является их обогащение HFSE относительно LILE, что придает им сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Вместе с тем, степень обогащенности этими элементами различна в отдельных ареалах комплекса, а наличие резко выраженной Ta-Nb аномалии в базальтах большей части ареалов обуславливает их сходство с надсубдукционными вулканическими сериями активных континентальных окраин. Кроме того, часть базальтов этого возраста близка по составу к MORB-типу. Таким образом, маастрихт-среднеэоценовый комплекс включает базальтоиды разных магматических серий (чаще комбинацию признаков последних), что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников, соотношение в которых океанической деплетированной, обогащенной внутриплитной и субдукционной компонент меняется по площади в направлении от океана в глубь континента [Федоров, Филатова, 1999].

Качественную оценку процесса смешения компонент различного состава и генезиса иллюстрируют диаграммы межэлементных и изотопных отношений. Так, на диаграммах зависимости отношений Ba/La и K/La от $(La/Yb)_n$ (рис. 2.31) первый, субдукционный, компонент имеет высокие значения Ba/La (80) и K/La (2000) и низкие $(La/Yb)_n$ (0,5) и характеризует метасоматически измененную в связи с субдукцией мантию, или расплав [Nye, Reid, 1986; Luhr et al., 1989]. Второй компонент с низкими значениями Ba/La (15) и K/La (450) и высокими $(La/Yb)_n$ (20) соответствует продуктам внутриплитного магматизма [Dixon et al., 1984], третий – отвечает деплетированной океанической мантии [Sun, McDonough, 1989].

Базальты маастрихт-среднеэоценового комплекса образуют несколько групп, различающихся соотношением этих компонент в их мантийных источнике (рис. 2.31а,б). Первую группу, характеризующую область продуктов деплетированного (MORB-подобного) источника, составляют базальты Кэнкэ-

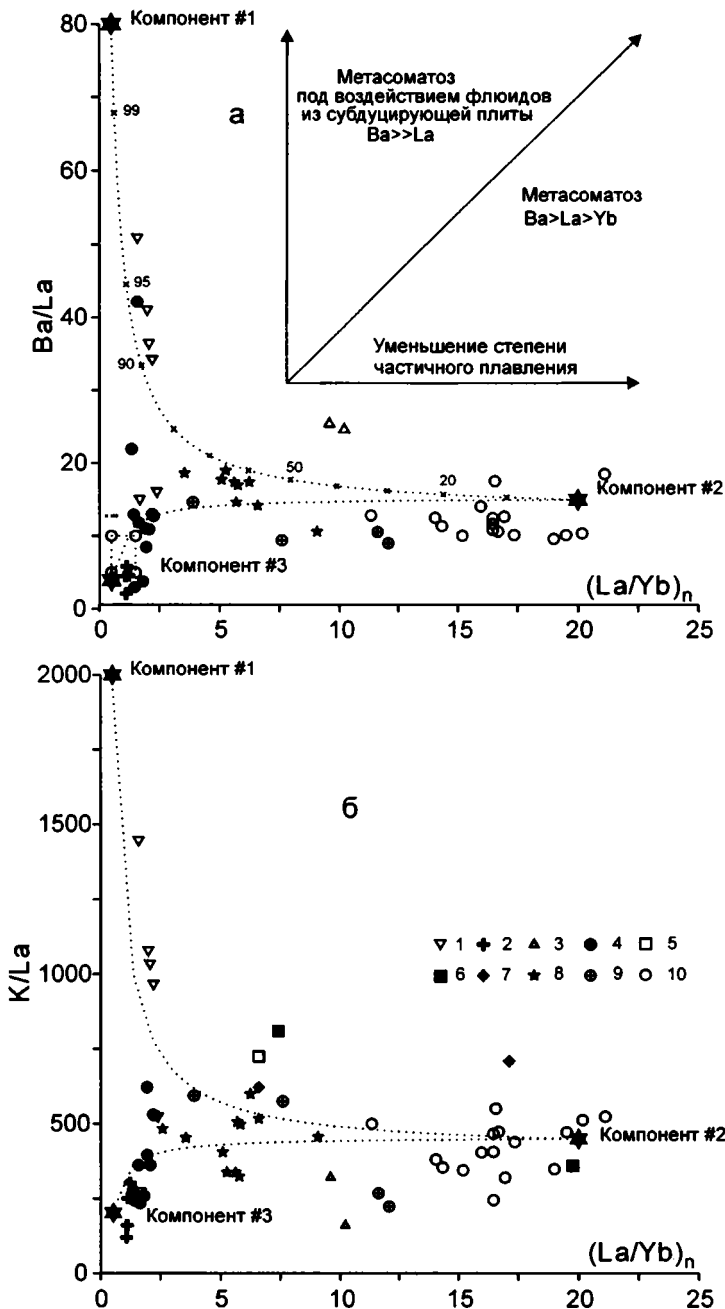


Рис. 2.31. Положение составов базальтов Пенжинско-Анадырско-Корякского региона на диаграммах $Ba/La - (La/Yb)_n$ (а) и $K/La - (La/Yb)_n$ (б)

1–7 – маастрихт-среднеэоценовый комплекс, ареалы: 1 – Каканавутский, 2 – Кэнкэрэнский, 3 – Анадырской впадины, 4 – Рарытгинский, 5 – Евдырвеемский, 6 – Чинейвеемский, 7 – Пеледонский; 8, 9 – миоценовый комплекс, ареалы: 8 – Русскогорский, 9 – Наваринский; 10 – нижнечетвертичный комплекс, Наваринский ареал

рэнского и Рарытकिनского ареалов. Долериты Кэнкэрэнского ареала отличаются деплетированными спектрами распределения REE, LILE и слабо фракционированным распределением HFSE, что сближает их с N-MORB. Базальты Рарытकिनского ареала имеют низкие изотопные отношения стронция и в то же время менее деплетированы по содержанию REE и LILE и характеризуются повышенными концентрациями Ti, Zr, Y и Yb, наличием Ta-Nb минимума и, в целом, более фракционированным составом по сравнению с кэнкэрэнскими долеритами. Подобное распределение REE и HFSE в базальтах Рарытकिनского ареала отражают вероятность участия в их генезисе наряду с деплетированной также субдукционной компоненты при незначительной доли внутриплитной [Федоров и др., 1996].

При характеристике химического состава маастрихт-кайнозойских базальтоидов зон растяжения рассматриваемого региона возникает необходимость объяснения Ta-Nb минимума, проявляющегося обычно в вулканитах иного генезиса, в обстановке надсубдукционного магматизма и дегидратации погружающейся океанической плиты. И хотя подобная обстановка в этапы формирования маастрихт-кайнозойских комплексов зон растяжения в данном регионе отсутствовала, на их геохимическую специализацию оказало влияние то обстоятельство, что в магмогенерации этих комплексов принимала участие верхняя мантия, метасоматически переработанная на более ранних этапах субдукции (прежде всего, при формировании альбсенонского Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса).

Базальты Какангутского ареала образуют вторую группу в маастрихт-среднеэоценовом комплексе (рис. 2.31а). Они слабо обогащены цериевыми лантаноидами, обладают повышенными содержаниями HFSE (за исключением Ta и Nb), что сближает их с базальтами E-MORB. Низкие значения $(La/Yb)_n$ и высокие Zr/Nb (25–35) в базальтах характеризуют одну из компонент источника как деплетированную, близкую к MORB. Ta-Nb минимум в сочетании с высокими содержаниями LILE, высокими значениями K/La, Ba/La, Th/Ta и La/Nb свидетельствуют о присутствии в источнике также и субдукционной составляющей.

В другую геохимическую группу обособляются базальты Анадырской впадины (рис. 2.31а). Они отличаются наименьшим, среди базальтов маастрихт-среднеэоценового комплекса, фракционированием по кремнезему, устойчивым толеитовым трендом дифференциации, умеренной щелочностью. Высокие содержания HFSE (кроме Ta) и отношения $(La/Yb)_n$ обуславливают сходство базальтов впадины с базальтами E-MORB. На диаграмме смешения для базальтов Анадырской впадины значения K/La и $(La/Yb)_n$ свидетельствуют о существенной доле внутриплитной компоненты в источнике (рис. 2.31). В то же время базальты отличаются высокими значениями Ba/Th (100–110), Th/La (0,22–0,25) и Ba/La (24–25), характеризующими надсубдукционную компоненту.

Среди наиболее северных ареалов маастрихт-среднеэоценовых базальтов (Пенжинско-Анадырский район), отличающихся широким распространением вулканитов субщелочной и щелочной серий с высоким содержанием калия и сильно фракционированным спектром REE, выделяются две группы пород (рис. 2.31б). Одну группу образуют умереннотитанистые базальты, фигуративные точки которых приурочены к линии смешения внутриплитной компоненты с субдукционной. Составляющие вторую группу высокотитанистые

базальты Чинейвеемского и Пеледонского ареалов располагаются в области составов внутриплитных базальтов.

В целом, выявленная по геохимическим данным латеральная зональность базальтоидов маастрихт-среднеэоценового возраста позволяет предположить синхронное действие на этом этапе магмогенерирующих источников, состав которых существенно менялся в пределах северо-восточной окраины Азиатского континента.

Долериты Кэнкэрэнского ареала были связаны с наиболее деплетированными магмами N-MORB-типа. Базальты Рарыткинского ареала представляют собой продукты смешения деплетированной и субдукционной компонент источника при незначительной роли внутриплитной. Базальты Какангутского ареала были связаны с источником, содержащим большую долю субдукционной компоненты. Базальты Анадырской впадины могут рассматриваться как результат смешения деплетированного и внутриплитного компонент источника, при незначительной роли субдукционной. В наиболее северных (и наиболее удаленных от океана) ареалах базальты были связаны с источниками двух типов. Источник расплавов умереннотитанистых базальтов характеризовался примерно равным соотношением внутриплитной и субдукционной компонент, в то время как высокотитанистые базальтоиды Чинейвеемского и Пеледонского ареалов были связаны с источником внутриплитного типа. Таким образом, латеральные различия состава базальтоидов демонстрируют существенное увеличение внутриплитной компоненты в генезисе пород маастрихт-среднеэоценового комплекса в направлении от океана в глубь континента.

Оценить природу магматического источника можно используя модель изотопного смешения в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2.32), предложенную М. Флауэром [Hoang et al., 1996]. Расчет кривых смешения проводился согласно методике Д. Паоло [DePaolo, 1988] по уравнению К. Лангмюра и др. [Langmuir et al., 1978]. Диаграмма отражает: 1) смешение компонент ЕМI и N-MORB, приводящее к увеличению гетерогенности источника; второй компонент представляет гибрид DM и HIMU [Hart, 1988]; и 2) контаминацию источника компонентой ЕМII. Из анализа диаграммы видно, что среди пород Пенжинско-Анадырско-Корякского региона, анализируемых по изотопии свинца и стронция, базальты Рарыткинского ареала отличаются наиболее деплетированными изотопными характеристиками, а в составе базальтов Какангутского ареала отмечается присутствие компоненты ЕМII.

В пределах Олюторского террейна в палеогене развивалась Говенско-Карагинская островная дуга, состоящая из ряда вулканических островов и поднятий, сменяющих друг друга по простиранию и в крест [Чехович и др., 1990].

В маастрихт-палеоцене деструкция континентальной окраины Евразии проявилась не только на континентальном обрамлении Берингова и Охотского морей, но и в более внутренних частях последнего. Грабены конца мела-начала палеогена установлены по сейсмическим данным у западного побережья п-ова Камчатка, а также в пределах самого полуострова [Нижний палеоген..., 1997], который в конце мела вместе с большей частью Охотоморского региона являлся сушей. Однако вулканизм данного отрезка времени, проявленный на западном побережье Камчатки (напр., на мысе Утхолокский), по петрогеохимическим характеристикам сопоставим с надсубдукционными обра-

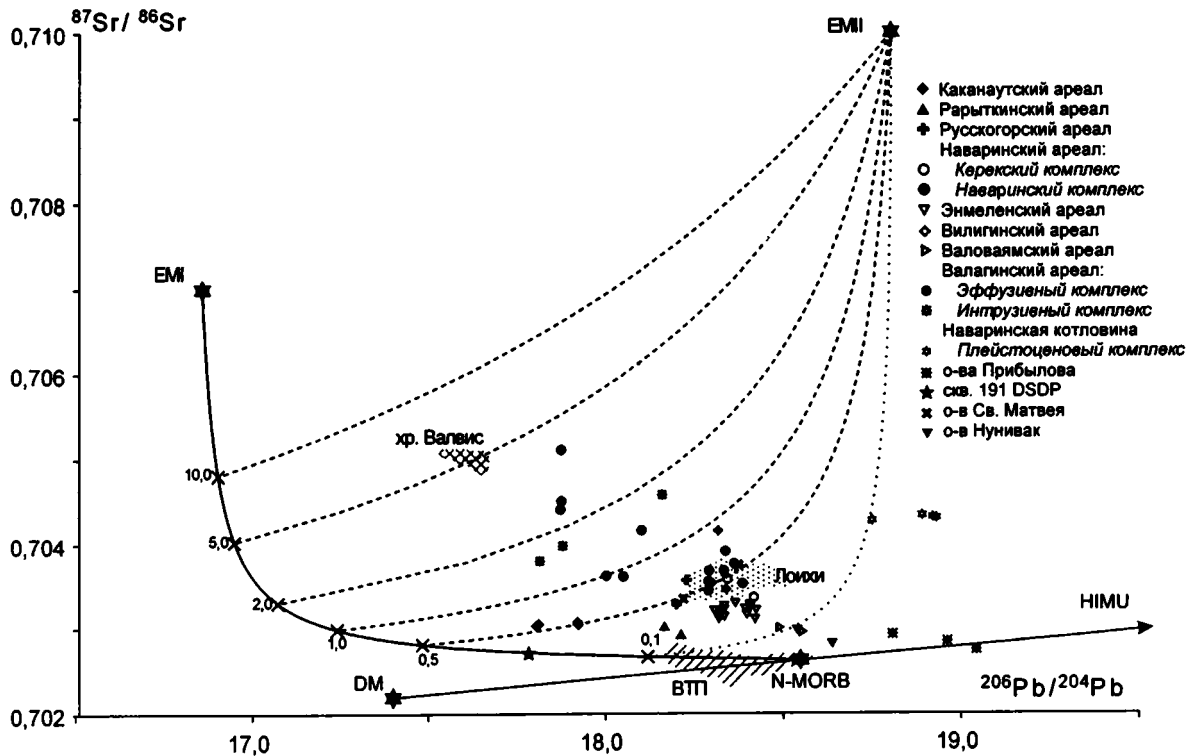


Рис. 2.32. Вариации отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в кайнозойских вулканических породах внутриплитной геохимической специализации Северо-Востока Азии и Берингоморского региона

Использованы данные: Северное Прихожье и Восточная Чукотка [Алт и др., 1998], Наваринская котловина [Davis et al., 1993], Камчатка [Волынец и др., 1997; Kerezhinskas et al., 1997 и др.], Берингово море [Yogodzinski et al., 1995; Kay et al., 1978; Von Drach et al., 1986; Roden et al., 1995; Moll-Stalcup, 1995 и др.], Восточно-Тихоокеанское поднятие [Castillo et al., 2000], вулкан Лоухи [Frey, Clague, 1983; Garcia et al., 1993 и др.].

Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника, по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

зованиями субэаральных окраинно-континентальных вулканических поясов [Шанцер, Федоров, 1999]. Рассматриваемый этап деструкции края Евразийского континента явился началом опускания крупных блоков земной коры; развитие этой тенденции во времени привело в конце среднего эоцена к началу обширной морской трансгрессии в пределах Охотоморского и смежных регионов [Нижний палеоген..., 1997].

В пределах Аляски маастрихт-палеоценовый промежуток времени характеризуется заложением и развитием (до позднего эоцена включительно) окраинно-континентальных вулканических поясов, пространственное распространение которых охватывало практически всю центральную и южную часть региона [Moll-Stalcup, 1994].

Стиль тектоники и магматизма на северо-востоке Азии коренным образом изменился на *эоцен-олигоценном этапе*, вслед за изменением направления движения Тихоокеанской плиты, ставшим практически перпендикулярным северо-восточному краю Азиатского континента.

В раннем эоцене произошло заложение Алеутской дуги, отгородившей обширную область перехода от океана к континенту. На севере Алеутской котловины началось формирование поднятия Витус, в эоцене представлявшем зону спрединга [Cooper et al., 1992].

Касаясь вопросов эоцен-олигенового этапа магматизма крупнейшей на севере Тихого океана островной дуги, необходимо отметить следующее.

Палеомагнитные данные, как и отличия в геологическом строении и вулканизме Командорского сектора от остальной части Алеутских о-вов, позволяют предполагать, что Командорские острова сформировались южнее их современного положения [Баженов и др., 1991; Ставский и др., 1988]. На палеогеновом (эоцен-олигоцен) этапе развития Командорских о-вов формировались надсубдукционные вулканиды толеитовой и известково-щелочной серий, объединяемых в базальт-плагиориолитовую формацию [Цветков, 1990]. В Алеутской части дуги (о-в Атту) наряду с островодужными вулканическими и субвулканическими образованиями присутствуют толеитовые базальты, по петрогеохимическим характеристикам близкие позднемиоценовым вулканидам Командорской впадины (скв. 191 DSDP) и соответствующие петрохимическому типу N-MORB [Rubenstone, 1985]. Их образование, согласно существующей точке зрения [Цветков, 1990], могло быть связано со спрединговым центром котловины Бауэрса, имеющей «модельный» возраст раскрытия 28 млн лет [Rubenstone, 1985].

В пределах Корьякско-Камчатского региона формировался Западнокамчатско-Корьякский окраинно-континентальный вулканический пояс, протягивающийся от Анадырской впадины на северо-востоке до южной оконечности Срединного хребта Камчатки (гора Черная). Пояс сегментирован из-за резкой проявленности поперечных разломов, но вместе с тем единая структурная позиция вулканогенных пород и близкий их возраст (средний-поздний эоцен для Камчатского сектора [Нижний палеоген..., 1997] и поздний эоцен-олигоцен для Корьякского [Дагис, Филатова, 1990; Федоров и др., 1996]) подтверждается как геологическими, так и геофизическими данными [Филатова, 1988]. Необходимо отметить, что при большой протяженности структур вулканогенного пояса, наложенности их на гетерогенные образования различных

структурно-формационных комплексов (как и унаследованности эоценовых вулканитов Западной Камчатки по отношению к маастрихт-палеоэоценовым) и обособленности ареалов наземного вулканизма, предполагаются различия в составе вулканитов между отдельными сегментами пояса [Дагис, Филатова, 1990; Федоров и др., 1996; Митрофанов и др., 1979; Шанцер, Федоров, 1999].

На Западной Камчатке в раннем олигоцене началось формирование вулканитов К-щелочнобазальтовой серии, основной объем которых приходится на интервал 30–35 млн лет [Перепелов и др., 2002].

В Апукско-Пахачинской вулканической зоне Корякии в эоцене сформировался вулканогенно-осадочный комплекс, состоящий из вулканогенно-обломочных и терригенных отложений, а также силл и лав шошонитовой серии, относимых по ряду геохимических признаков к рифтогенным образованиям [Кеpezинкас и др., 1988].

С *миоценом* связано как начало процессов грабенообразования и интенсивной вулканической активности, приведшей к формированию ряда разрозненных ареалов толеитовых и щелочных базальтов в западной части Берингоморья и Северном Приохотье, отличающихся большой гетерогенностью химического и изотопного состава, так и формирование вулканических поясов в пределах Камчатки и южной части Корякского нагорья.

В *раннем миоцене* вулканизм, приуроченный к сдвигам и зонам растяжения, проявился преимущественно в Корякском нагорье. Оценивая состав керекских толеитов и русскогорских субщелочных базальтов в целом, необходимо подчеркнуть, с одной стороны, обогащенность пород высокозарядными (за исключением Ta и Nb) элементами, сближающими их с продуктами внутриплитного источника, с другой – выраженный Ta-Nb минимум. Так, базальты Наваринского ареала (керекский комплекс) характеризуются низкими содержаниями LILE, высокими HFSE, фракционированным распределением REE, $(La/Yb)_n$ отношения при котором варьируют от E-MORB до внутриплитных толеитов. Значения La/Ta (16–30), Th/Ta (2,6–3,2) и Hf/Th (0,7–0,8) также характерны для внутриплитных толеитов. Смещенные в глубь континента базальты Русскогорского ареала по сравнению с керекскими отличаются высокими содержаниями LILE, менее фракционированным спектром REE при сопоставимых содержаниях HFSE. Значения La/Ta (28–42) и Hf/Th (3,9–4,3) в них смещены в сторону более деплетированных составов, а Th/Ta – в сторону обогащенных (1,75–1,8).

Изотопные отношения стронция и $^{206}Pb/^{204}Pb$ в русскогорских базальтах также более деплетированы, чем в керекских (рис. 2.32). На диаграммах зависимости отношений Ba/La и K/La от $(La/Yb)_n$ (рис. 2.31) миоценовые базальты в целом располагаются на линии смещения деплетированной и внутриплитной компонент источника, причем составы керекских базальтов смещены в сторону внутриплитной составляющей.

С раннемиоценовым временем в регионе связано также внезапное прекращение субдукции в Командорском сегменте, вызванное, вероятно, отрывом нижней части субдуцирующей плиты и ее быстрым погружением в астеносферу [Цветков, 1990], и формирование в ослабленной зоне вулканитов трахибазальт-тешенитовой формации, близких по изотопно-химическому составу субщелочным лавам внутриплитной геохимической ассоциации [Геохимическая..., 1990; Цветков, 1990].

Средний–поздний миоцен на северо-западной окраине Тихого океана ознаменовался рядом важнейших событий, повлиявших на химизм и латеральную зональность магматизма в регионе: аккрецией Олюторского [Чехович, Богданов, 1999] и Восточно-Камчатских [Константиновская, 1999; Шапиро, Ландер, 2001] террейнов, спредингом в Командорской котловине Берингова моря [Rubenstone, 1985], формированием вулканических поясов.

Реконструкция геодинамических обстановок формирования столь гетерогенного магматизма неогенового времени тесно связана с проблемой расшифровки геодинамических событий в области сочленения края Евразийской плиты и океанических плит Тихого океана и, в частности, с развитием Командорской впадины [Федоров, Шапиро, 1998].

На континентальной окраине Командорской котловины, в Вывенско-Валоваямской зоне, Срединном хребте Камчатки и отчасти в Апукско-Пахачинской зоне, со среднего миоцена началось формирование вулканических поясов, сложенных надсубдукционными дифференцированными эффузивами. Примечательно, что в части вулканических серий (средне-позднемиоценовые базальты Вывенско-Валоваямской зоны юга Корякского нагорья, позднемиоцено-плиоценовый алнейский комплекс перешейка Камчатки и др.) отмечаются некоторые геохимические аномалии, не характерные для островодужных серий, в частности, обогащение высоkozарядными литофильными элементами относительно крупноионных [Кеpezинская, Федоров, 1986; Федоров, Шапиро, 1998].

Очевидно, что общая геодинамическая ситуация зоны перехода океан–континент, контролировавшая вулканическую деятельность на севере Срединного хребта Камчатки в миоцене и позже, в плиоцене, обусловила присутствие в магматических очагах нескольких мантийных компонентов, формировавших геохимический облик магматизма.

Наряду с субдукционным компонентом, традиционно выделяемым среди лав в обстановке активной континентальной окраины, немаловажную роль играла внутриплитная составляющая, связанная с аппвеллингом мантийного материала. Так, позднемиоценовые щелочные базальты Валоваяма, синхронные по времени надсубдукционным образованиям Вывенско-Валоваямской зоны, характеризуются распределением некогерентных элементов, типичным для щелочных базальтоидов внутриплитной обстановки (рис. 2.27), имеют более высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при более низких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и на диаграммах изотопных отношений располагаются вдоль тренда смещения деплетированной и ЕМ1 мантийных компонент (рис. 2.3, 2.4, 2.32) [Колосков и др., 1988; Hochstaedter et al., 1994]. Появление подобных щелочных базальтоидов внутриплитной геохимической специализации, ассоциирующих с надсубдукционными известково-щелочными вулканиитами, известно на вулканах Турриалба, Коста Рика [Reagan, Gill, 1989] и Сент-Хеленс, Каскадные горы [Halliday, 1983], на о-вах Виту Ново-Британской островной дуги [Basaltic volcanism..., 1981], где их образование связывается со смешением расплавов небольшой степени плавления, образуемых непосредственно над субдуцирующей плитой за счет разложения горнблендита, с расплавами высокой степени плавления, образующимися на более высоких уровнях при декомпрессии поднимающейся астеносферы. При этом, по мнению М. Регана и Дж. Гилла [Reagan, Gill, 1989], базальты с внутриплитными характеристиками

ками в надсубдукционной обстановке образуются только когда CH_4 -обогащенные расплавы мигрируют из глубинных частей астеносферы сквозь субдуцируемую плиту и вовлекаются в петрогенезис. Расплавы сохраняют низкую фугитивность кислорода, так как TNT фазы продолжают быть недо-сыщенными по отношению к расплавам небольшой степени плавления, образующимися здесь. Напротив, известково-щелочные расплавы отличаются определенным истощением HFSE, связанным с насыщением рутилом расплавов небольшой степени плавления в мантии, которые были подвергнуты воздействию флюидов из «окисленной» субдуцирующей литосферы.

Аккреция террейнов Восточной Камчатки [Шапино, Ландер, 2001] и перескок зоны субдукции Тихоокеанской плиты в ее современное положение [Леглер, 1977], способствовали образованию в среднем–позднем миоцене системы сдвигов и грабенов на восточных отрогах Валагинского хребта и формированию щелочных габбро и базальтоидов [Волынец и др., 1990в]. Щелочные габбро и базальтоиды Валагинского хребта по геохимическим характеристикам подобны ОИВ. Повышенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и пониженные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 2.3, 2.4) характеризуют присутствие компонента ЕМІ [Волынец и др., 1997], тогда как соотношение $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 2.32) характеризует также существенное влияние компонента ЕМІІ.

В пределах Восточной Чукотки и Северного Приохотья на средний–поздний миоцен приходится усиление щелочнобазальтового вулканизма, приведшего к образованию ряда вулканических ареалов [Ичетовкин и др., 1970; Захаров, Иванов, 1995; Акинин и др., 1997; Апт и др., 1998]. Щелочные базальтоиды отличаются сильным обогащением всеми некогерентными элементами, деплетированным изотопным составом Sr, Nd и Pb, фигуративные точки отношений которых на диаграммах располагаются вдоль тренда смешения деплетированной и ЕМІ мантийных компонент (рис. 2.3, 2.32).

На *плиоцен-голоценовом этапе* сохранилось примерно то же направление перемещения Тихоокеанской плиты в рассматриваемом регионе. Субдукция тихоокеанской литосферы привела в начале плиоцена к формированию современной Курило-Камчатской островодужной системы.

В Апукско-Пахачинской зоне Корякского нагорья и на Северной Камчатке продолжалось формирование надсубдукционных вулканических комплексов, сложенных преимущественно породами дифференцированной известково-щелочной серии при подчиненном развитии вулканитов толеитовой и шошонитовой серий.

На п-ве Камчатка, в пределах Срединного хребта, внутриплитные К-На щелочная оливинбазальтовая (плейстоцен–голоцен) и щелочная базальтокомандитовая (плиоцен–ранний плейстоцен) серии проявились на поздних этапах развития островодужного вулканического пояса, сосуществуя в течение определенного времени с надсубдукционными вулканитами [Волынец, 1993]. На Восточной Камчатке проявления внутриплитных вулканитов предшествовало формированию островодужного пояса: накопление позднемiocеновых щелочных базальтов отделено от формирования островодужных лав начавшимся в позднем плиоцене-раннем плейстоцене этапом излияния лав переходной К-На щелочной оливинбазальтовой серии [Волынец и др., 1990б,в]. С этим же временем, вероятно, связано формирование базальтов,

слагающих основание вулкана Бакенинг («плато-базальты»), по геохимическим характеристикам отвечающим толеитам внутриплитной геохимической специализации [Churikova et al., 2001].

Характеризуя в целом К-На щелочные плиоцен-четвертичные внутриплитные вулканы Камчатки, необходимо отметить как наличие в них в разной мере выраженных «надсубдукционных» признаков (например, обедненность Ta и Nb), что связано с участием в их генезисе наряду с обогащенной внутриплитной составляющей и метасоматически измененного материала мантийного клина, так некоторую обедненность радиогенным Sr.

В Корякском нагорье и, вероятно, на северо-восточной окраине Азии, в целом, проявления четвертичного вулканизма ограничены районом мыса Наварин.

Раннеплейстоценовые щелочные оливиновые базальты и базаниты Наваринского ареала характеризуются высокими содержаниями HFSE, LILE и REE при относительном обогащении Ta и Nb [Федоров и др., 1993] и близки по составу внутриплитным вулканитам океанических островов (Западные Азоры [Wood, 1980]) и континентальных рифтов (Тува [Кепежинская и др., 1987], Восточно-Африканский рифт [Basaltic Volcanism..., 1981]), что также подтверждается зависимостью отношений Ba/La и K/La от $(La/Yb)_n$ (рис. 2.31), где фигуративные точки базальтоидов тяготеют к области внутриплитного источника.

Характеризуя источник первичных магм наваринского комплекса, интересно сравнить межэлементные отношения в лавах с таковыми в примитивной мантии Земли и некоторых вулканических сериях океанических островов и континентальных рифтов. Весь ряд отношений разделяется на три группы: ниже мантийных, выше мантийных и близкие к рассчитанной примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. К первой группе принадлежат отношения TiO_2/P_2O_5 , Ti/Zr, Nb/U, Zr/Nb, Zr/P₂O₅, $(La/Sm)_n$, $(La/Yb)_n$ и Sr/Ba; к третьей – Nb/Th, Th/U, La/Th, La/Nb, Ba/Rb, K/Rb и K/Ba. Вторую группу отношений, величины которых выше, чем в примитивной мантии, составляют Ba/La и Zr/Y. Подобная закономерность в распределении отношений несовместимых элементов может свидетельствовать о гетерогенной природе мантийного субстрата, обусловленной как метасоматическим воздействием на состав примитивной мантии, так и истощением на предыдущих этапах плавления [Федоров, Колосков, 1999].

Для определения состава источника наваринских базанитов были рассчитаны три различные модели плавления. В первых двух был использован состав ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базанитов комплекса – слабо деплетированного и умеренно обогащенного – как потенциальные источники базанитовой магмы.

Модальный состав ксенолитов рассчитывался методом наименьших квадратов, исходя из валового состава породы и состава минералов. Расчеты были произведены для различных степеней плавления, используя методику Лангмура [Langmuir et al., 1978]. В расчетах использовалось уравнение Шоу [Shaw, 1970] $C_i/C_o = 1(D + f(1-D))$, где C_i – концентрация в расплаве, C_o – концентрация в источнике, D – валовые коэффициенты распределения и f – степень плавления. Как видно из рисунка (рис. 2.33a), при небольшой степени плавления (от 0,5 до 1%) деплетированного шпинелевого лерцолита (обр. 781) концентрация Ce, Sm и Eu в расплаве близка к содержаниям данных элементов в базанитах. Однако лавы более обогащены Ce относительно La в

НАВАРИНСКИЙ КОМПЛЕКС

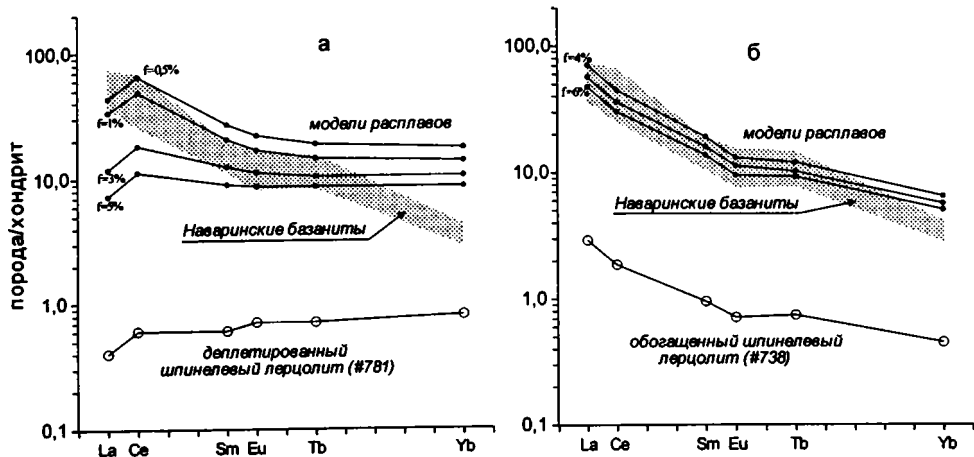


Рис. 2.33. Модели частичного плавления деплетированного (а) и обогащенного (б) шпинелевых лерцолитов из базанитов наваринского комплекса юго-восточной части Коряжского нагорья

Коэффициенты распределения, по [Chen, Frey, 1985; Lambert, Simmons, 1987]

рассчитанных расплавах, что не согласуется с наблюдаемыми отношениями в базанитах. Низкие степени плавления деплетированных шпинелевых лерцолитов показывают выположенное распределение иттриевых редкоземельных элементов от Tb до Yb. Таким образом, данные расчеты показывают, что деплетированные шпинелевые лерцолиты не могли являться материалом источника для выплавления базанитовых расплавов.

Во второй модели в качестве источника базанитовых расплавов рассмотрен состав обогащенного шпинелевого лерцолита (обр. 738). Этот образец характеризуется присутствием прожилков хром-диопсида и включений стекла. Распределение REE при степени плавления 4–6% близко к таковому в наваринских базанитах (за исключением Yb) рис. 2.33б). Содержание Yb в модельных расплавах приближается к наблюдаемым в базанитах только при степенях плавления больше 8%. Однако, как показано Н.С. Муравьевой с соавторами [1989], при степени плавления шпинелевого лерцолита выше 8–9% состав расплава, равновесного с мантийным оливином, близок составу MORB и отличается от щелочных внутриплитных базальтов низкими содержаниями Ti, Na и K.

Состав перидотитовых и пироксенитовых ксенолитов из базанитов наваринского комплекса показывает, что для образования этих базанитов необходим дополнительный компонент источника, ответственный за обогащение щелочными и несовместимыми элементами [Колосков и др., 1997]. Некоторые ксенолиты шпинелевых лерцолитов содержат тонкозернистые зонки высококремневого материала, отвечающего по составу трахиандезитам, трахитам, трахириолитам. Образование этих зон могло быть связано с процессами мантийного метасоматоза при взаимодействии с флюидами субдуцирующей плиты, проявившимися в течение предыдущих эпизодов субдукции.

Модели плавления шпинелевых лерцолитов, таким образом, позволяют предположить, что ксенолиты, принадлежащие фации шпинелевых лерцолитов, не могут являться единственными источниками базанитовых магм и что более глубинные процессы, отвечающие фациям стабильности граната, играли важную роль в петрогенезисе базанитовых расплавов. Наваринские базаниты, как и щелочные базальты Гавайских островов [Basaltic Volcanism..., 1981] имеют тренды уменьшения общей щелочности и увеличения LREE с увеличением SiO₂, что предполагает наличие остаточного граната в их источнике. Основываясь на модели селективного плавления [Федоров, Колосков, 1999], предполагается, что наваринские базаниты могли быть образованы при плавлении менее 3% гранатового перидотита с содержаниями Ce и Yb, отвечающими таковым в примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

Таким образом, можно предположить существование двух моделей образования базанитов Наваринского ареала: 1) источник базанитовых магм отвечал по составу шпинелевому лерцолиту с зонами метасоматизированных пироксенитов, аналогичных модели Вуда для Исландии [Wood, 1979]; 2) источники базанитовых расплавов по фациям глубинности отвечали верхним горизонтам фации гранатовых перидотитов.

В отличие от Северо-восточной окраины Азии, где к позднекайнозойскому времени наблюдается сокращение вулканической деятельности, на западной Аляске и о-вах шельфовой части Берингова моря плиоцен-четвертичный этап характеризовался усилением процессов грабенообразования и рифтогенеза и интенсивной вулканической активностью, приведшей (начиная с 6 млн лет и до настоящего времени) к формированию разрозненных ареалов толеитовых и щелочных базальтов. Занимая задуговое (относительно современной Алеутской дуги) положение, базальтоиды рассматриваемых комплексов по составу не отвечают BABB, изменяющим состав от N-MORB до островодужных толеитов [Saunders, Tarney, 1979]. Их изотопно-геохимические характеристики подобны таковым в базальтах океанических о-вов и континентальных рифтов и резко отличаются от характеристик, как для типичных BABB и N-MORB, так и для островодужных базальтов Аляски и Алеутской дуги.

Оценивая состав позднекайнозойских базальтов Аляски и Берингова моря, необходимо отметить их большую изотопную неоднородность [Mark, 1971; Moll-Stalcup, 1994; 1995; Francis, 1976; 1978; Menzies, Murthy, 1980; Roden et al., 1984; 1995; Davis et al., 1993; 1995 и др.]. Для всех базальтов региона характерны высокие концентрации HFSE и LREE, увеличивающиеся от толеитов к щелочным базальтам, сильное обогащение Ta и Nb. Вместе с тем, отмечаются существенные различия в изотопном составе Sr, Nd и Pb между базальтами индивидуальных вулканических полей, превышающие таковые внутри ареала (рис. 2.3, 2.4). По мнению Е. Молл-Стелкап [Moll-Stalcup, 1995], наблюдается корреляция изотопного состава Sr, Nd и Pb с возрастом литосферы, в пределах которого располагается вулканический ареал. Так, базальты о-ва Св. Лаврентия, расположенные в пределах палеозойской литосферы, имеют более низкие значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем остальные базальты провинции, а также умеренно деплетированные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Базальты, располагающиеся в пределах аккретированной мезозойской океанической коры, отличаются более высокими величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и более низкими

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, образуя ряд среди базальтов о-вов Прибылова, о-ва Нунивак и ареала Бетел, отличаясь также более высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 2.4). Исключения составляют драгированные в Наваринской котловине базаниты, характеризующиеся наиболее низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и наиболее высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при величинах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, сходных с таковыми в базальтах островов Прибылова [Davis et al., 1993].

В целом, изотопный состав позднекайнозойских базальтов Аляски определяется смешением трех различных компонентов источника: деплетированного, HIMU и EM. Первые два компонента представляют источник MORB [Hart, 1988]. Третий компонент, имеющий высокие отношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, обычен для источников OIB-подобных базальтов (рис. 2.4).

Выводы

1. Кайнозойский вулканизм внутриплитной геохимической специализации на Северо-востоке Азии приурочен преимущественно к обстановке растяжения, структурной формой которой являются грабены, бассейны типа «пулл-апарт», а также системы сдвигов. Тектонические и геодинамические условия формирования данных структур в значительной степени определялись воздействием внешних сил на литосферную плиту – аккрецией системы гетерогенных террейнов с Евразийской и Северо-Американской плитами, приведшей к образованию структур растяжения, формированию и подъему мантийного диапира.

Установлены три разновозрастных комплекса малодифференцированных базальтоидов, связанных с обстановками растяжения: маастрихт-среднеэоценовый, миоценовый и раннеплейстоценовый.

2. Вулканисты маастрихт-среднеэоценового комплекса представлены образованиями глиноземистой умереннотитанистой толеитовой, умереннощелочной и щелочной серий, миоценового – высокотитанистой толеитовой, переходной (умереннощелочной) и щелочной меланефелинитовой серий и раннеплейстоценового – щелочной базанитовой серии.

3. Установлена латеральная зональность состава маастрихт-среднеэоценовых базальтоидов, выраженная в смене калий-натриевой спецификации химизма пород на юго-востоке региона на калиевую субщелочную и щелочную к северо-западу, в глубь континента, увеличении обогащенности пород в этом направлении легкими REE, уменьшении степени дифференцированности магм. Наряду с латеральной неоднородностью, для юго-восточной части Корякского нагорья отмечается последовательная смена геохимических особенностей продуктов вулканизма – от умеренно деплетированных глиноземистых базальтов до внутриплитных обогащенных. Данные вариации предполагают гетерогенность магмогенерирующих источников.

ГЛАВА 3

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ

Формирование на востоке Азиатского континента протяженных Сихотэ-Алинских и Южно-Корейско-Японского окраинно-континентальных вулканических поясов завершилось к середине раннего палеоцена, и край континента испытал режим растяжения с образованием сдвигов, сбросов и грабенов вплоть до окраинноморских бассейнов. Приуроченные к зонам растяжения многочисленные ареалы кайнозойских вулканических пород пользуются широким распространением в регионе и, судя по публикациям [Fan, Hooper, 1991; Flower et al., 19986] в них доминируют базальты щелочных серий. Однако полученные новые данные по вулканизму п-ва Корея и о-ва Чечжудо [Федоров, Филатова, 2000; 2002; Федоров и др., 2002; Филатова, Федоров, 20016; 2003], а также привлечение информации по вулканизму Восточного Китая, Сихотэ-Алиня и Япономорского региона свидетельствуют о гетерогенности состава магматических пород в зонах растяжения. Анализ изменения химизма кайнозойских вулканитов в пространстве и во времени позволил выявить общую тенденцию в эволюции вулканизма, оценить природу магматических источников.

Кайнозойский вулканизм в Приморье

Сихотэ-Алинская складчатая область заложилась на стыке двух докембрийских срединных массивов (Буреинского и Ханкайского) с Охотскоморским и Япономорскими литосферными блоками. От Буреинского массива складчатая область отделена Куро-Бикинской разломной зоной, а от Ханкайского – Даубихинским и Алчанским разломами [Салун, 1978]. От Охотскоморского блока граница проходит по структурам Западного Приохотья и Шантарских островов. Японскоморский блок отделяется от Сихотэ-Алинской складчатой области Восточно-Сихотэ-Алинским глубинным разломом (Береговым швом), которому отвечает положительная аномалия магнитного поля шириной 10–50 км и протяженностью свыше 900 км. Севернее, Береговой шов стыкуется с Монеронским глубинным разломом [Салун, 1978]. Под осевой частью Сихотэ-Алиня обнаружена аномально разуплотненная мантия [Глубинное строение..., 1984] с пониженными значениями скорости до 7,2–7,4 км/с в мантии по сравнению со значениями 8,0–8,5 км/с на сопредельных территориях [Тектоническое районирование..., 1979].

Развитие Сихотэ-Алинской вулканического пояса обычно связывается с субдукцией плиты Кула в меловое время [Зоненшайн и др., 1990]. В верхнеальбское или альбсеноманское время происходило накопление туфогенно-

терригенных отложений и кислых эффузивов [Сахно, Коваленко, 1981], с резким угловым несогласием перекрывающих коллизионные граниты и образования Нижнеамурского и Кемского террейнов [Ханчук, 1993]. Кислый вулканизм в сеноман-туронское время сменился образованием лав и пирокластов преимущественно андезитового состава и одновременным формированием отложений вулканогенной молассы в депрессиях. В сенонское время произошло накопление мощных толщ кислых игнимбритов, сопровождавшееся внедрением многочисленных экструзий риолитов и крупных интрузивов гранитоидов. Конечному этапу формирования вулканической области предшествовал длительный перерыв вулканизма и широкое развитие эрозионной деятельности [Рыбалко и др., 1980]. В маастрихт-датское время произошла смена кислого вулканизма на более основной, андезитовый. С вулканитами сопряжены интрузивы, состав которых варьирует от диоритов до гранитов. В данной-палеоцене вулканическая деятельность наиболее широко проявилась в южных и северных частях области, где в составе кузнецовской свиты распространены потоки андезитов, с которыми переслаиваются андезитобазальты, базальты, риолиты, а также горизонты агломератовых туфов, туффитов и песчаников [Рыбалко и др., 1980].

На границе мела и палеогена субдукция плиты Кула прекратилась, и рассматриваемый регион стал частью трансформной континентальной окраины калифорнийского типа [Мартынов, 1999а; Ханчук, 2000]. Постсубдукционные вулканические комплексы формировались в пределах вулканических депрессий [Мартынов и др., 2002] или были приурочены к протяженным разрывным нарушениям. Проявления кайнозойского вулканизма известны на всей территории Приморья, но наиболее широко покровы и отдельные вулканические постройки развиты на востоке и юге Сихотэ-Алиня (рис. 3.1). По возрасту проявлений среди них можно выделить три комплекса: эоцено-олигоценый, раннемиоценовый, среднемиоценовый-раннеплиоценовый.

Эоцен-олигоценый комплекс наиболее широко распространен в пределах Восточного Сихотэ-Алиня, протягиваясь от устья р. Амура на севере до мыса Поворотного (г. Находка) на юге. Комплекс имеет чаще всего однотипное строение. По данным А.В. Олейникова [1989], нижние части разреза образованы лавами и туфами субаквальных фаций, включающие базальты, гиалобазальты, гиалокластиты, переслаивающиеся с песчаниками, алевролитами, опоками, диатомитами и часто замещающиеся ими по простиранию. В средних частях комплекса преобладают субаэральные потоки базальтов и андезитобазальтов, тогда как в верхних частях покровов отмечаются, наряду с базальтами и андезитобазальтами, потоки андезитов и дацитов. К-Ar возраст комплекса определен в интервале 24,0–54,8 млн лет [Sato et al., 1993; Okamura et al., 1998a; 2005].

Наиболее полно комплекс изучен В.К. Поповым [1986] и Ю.А. Мартыновым [1990; 1999а,б], показавшими, что основной объем вулканических образований представлен преимущественно базальтами с вкрапленниками оливин-плагноклазового парагенезиса, реже – базальтами и андезитобазальтами оливин-клинопироксен-плагноклазового парагенезиса. Фенокристаллы оливина – хризолиты, реже гиалосидериты (Fe_{67-85}), состав крупных зональных плагноклазов изменяется от An_{75} до An_{65} . Фенокристаллы клинопироксенов не-

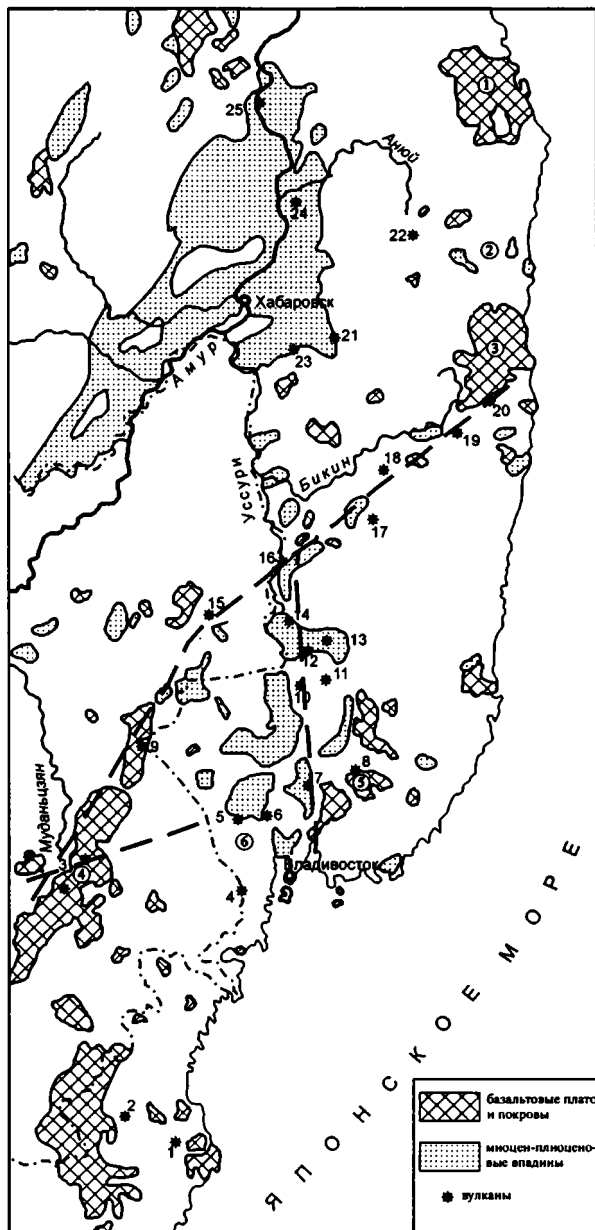


Рис. 3.1. Схема распространения неоген-четвертичных базальтов в Приморье [Щека, 1983]

Цифры на схеме: базальтовые плато и покровы: 1 – Совгаванское, 2 – Нельминское, 3 – Бикинское, 4 – Муданцзянское, 5 – Шкотовское, 6 – Шуфанское; отдельные вулканические постройки и массивы: 1 – Менченский, 2 – Содусинский, 3 – Верхне-Муданцзянские (КНР), 4 – Нарвский, 5 – Боевский, 6 – Борисовский и Ананьевский, 7 – Меркушевский, 8 – Подгелбаночный и Старикова, 9 – Верхне-Раздольнинский, 10 – Свягинский, 11 – Антоновский, 12 – Медвежий, 13 – Еленовский, 14 – Лесозаводский, 15 – Нижне-Мулинский, 16 – Сальский, 17 – Вострецовские, 18 – Восток-2, 19 – Зевский, 20 – Верхне-Бикинский, 21 – Дурминский, 22 – Аннойские, 23 – Святогорский, 24 – Синдинский, 25 – Болоньский

зональные и по составу отвечают авгиту и титан-авгитам ($0,3\text{--}2,5\%$ TiO_2) – $\text{En}_{36\text{--}42}\text{Wo}_{37\text{--}46}\text{Fs}_{10\text{--}23}$ [Мартынов, 1999а]. Ортопироксены редки и представлены зональным бронзитом и гиперстеном. Структура основной массы базальтов и андезитобазальтов толеитовая, микродолеритовая, гиалопилитовая и пойкилоофитовая. Микролиты образованы плагиоклазами ($\text{An}_{45\text{--}65}$), субкальциевым авгитом ($25\text{--}35$ мол. % Wo), титаномагнетитом.

Базальты эоцен-олигоценового комплекса [Мартынов, 1999а] – преимущественно *Hyp*-, реже *Ol*-нормативные толеиты, отличающиеся умеренными содержаниями щелочей (рис. 3.2) при варьирующих концентрациях калия (табл. 3.1). Для базальтов характерны высокие содержания глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3=17,5\text{--}19\%$). Концентрации титана варьируют при преобладании умереннотитанистых ($1,4\text{--}2,0\%$ TiO_2) разностей; низкотитанистые базальты ($1,0\text{--}1,3\%$ TiO_2) менее распространены и, как правило, приурочены к кольцевым депрессиям. Концентрации переходных элементов относительно высокие ($\text{Ni}=30\text{--}110$ ppm, $\text{Co}=26\text{--}40$ ppm). Содержания крупноионных литофилов также относительно высокие и близки таковым в толеитах E-MORB типа. Концентрации некоторых HFS-элементов, таких как Zr, Hf, Y, а также Ta и Nb в умереннотитанистых толеитах комплекса выше, чем в надсубдукционных породах и E-MORB, приближаясь к их содержанию во внутривулканических породах и E-MORB, приближаясь к их содержанию во внутривулканических породах. Базальтам свойственно обогащение HFSE относительно LILE, что отличает их от пород надсубдукционной обстановки. Однако толеиты отличаются отрицательной Ta-Nb и положительной Sr аномалиями, характерными для продуктов надсубдукционного вулканизма (рис. 3.3). По соотношению Th-Hf-Ta (рис. 3.4) толеиты вариабильны, вследствие чего их фигуративные точки располагаются как в поле обогащенных толеитов MORB, так и островодужных базальтов. Распределение REE фракционированное. Степень обогащения легкими лантаноидами изменяется при переходе от базальтов ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,5\text{--}5,6$) к андезитобазальтам ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,0\text{--}3,5$) (рис. 3.5). Изотопный состав стронция изменяется в пределах $0,703434\text{--}0,705097$ [Okamura et al., 1998б], отличаясь более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в наиболее молодых базальтах комплекса [Мартынов, 1999а]. Значения ϵNd ($3,9\text{--}5,9$), и $\Delta 8/4\text{Pb}$ ($51\text{--}56$) в базальтах обоих типов близки и варьируют от умеренно деплетированных до обогащенных составов (рис. 3.6, 3.7).

Раннемиоценовый комплекс представлен ограниченно в восточной части Сихотэ-Алиня, где образован маломощными потоками вулканитов. Потоки умереннокалиевых толеитов ($16,9\text{--}21,1$ млн лет) [Okamura et al., 1998а] в составе кизинской свиты, вскрытые скважинами под позднемиоценовыми раннеплиоценовыми вулканитами Совгаванского плато, характеризуются деплетированным распределением некогерентных элементов, сильной Nb аномалией (рис. 3.4б). Их состав также умеренно деплетирован в отношении радиогенных изотопов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703359\text{--}0,70365$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512905\text{--}0,512942$ ($\epsilon\text{Nd}=5,2\text{--}5,9$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,218$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,52$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,185$ и $\Delta 8/4\text{Pb}=52\text{--}53$) [Okamura et al., 1998б] (рис. 3.6, 3.7).

Вулканиты, относимые к шошонитовой серии, слагают Уйские сопки вблизи г. Совгавань [Фаворская и др., 1961] и характеризуются бимодальным распределением кремнезема (с отсутствием пород состава $54\text{--}59\%$ SiO_2). Миоценовые вулканиты ($15\text{--}18$ млн лет) содержат вкрапленники плагиоклаза,

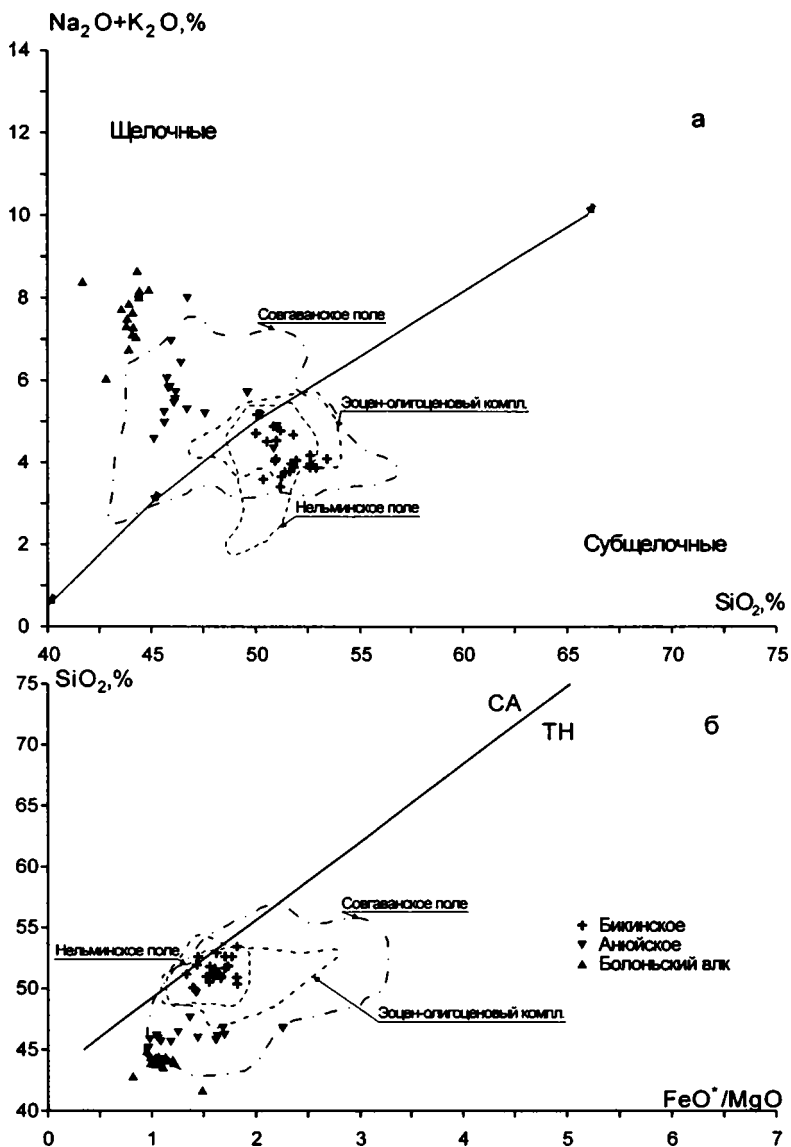


Рис. 3.2. Петрохимические характеристики кайнозойских вулканических пород Приморья

Наряду с оригинальными анализами использованы данные [Мартынов, 1990; 1999а,б; Есин, 1988; Есин и др., 1992а-г; 1994; 1995; Мартынов, 1995]. Линия раздела щелочных и субщелочных пород, по [Irvine, Baragar, 1971], известково-щелочных (CA) и толеитовых (TH), по [Miyashiro, 1974]

оливина, роговой обманки и магнетита [Petrova et al., 1996; Shimazu, Kawano, 1999]. Содержания K_2O изменяются от 1,5 до 2,5% в основных членах серии, до 3,0–4,5% в кислых при содержании Na_2O 2,5–4,5% и P_2O_5 от 1,8–2,0 до 0,2–0,4%. Породы обогащены несовместимыми элементами (рис. 3.3); концен-

Таблица 3.1. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня

Комп.	№ образца, анализа									
	1687	7	770	K7060	K7026	1335	1406	1810	68	75
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,30	51,25	47,00	50,45	52,05	52,69	46,33	52,47	49,88	51,30
TiO ₂	1,53	1,56	1,97	1,54	1,33	1,55	1,79	1,96	2,12	1,61
Al ₂ O ₃	18,03	17,47	17,04	17,26	18,16	15,94	15,85	16,06	17,68	17,65
Fe ₂ O ₃	2,64	7,23	3,70	10,60	8,44	3,97	2,02	2,55	7,20	8,34
FeO	6,67	2,14	7,57	-	-	5,55	9,32	7,71	3,51	2,14
MnO	0,16	0,19	0,17	0,16	0,11	0,13	0,14	0,14	0,14	0,12
MgO	6,54	5,22	6,85	4,62	4,02	6,88	10,40	6,28	3,22	3,22
CaO	7,08	6,06	7,95	8,34	8,04	7,59	8,80	8,06	6,39	5,15
Na ₂ O	3,20	3,56	2,71	2,82	3,19	2,82	2,84	3,67	4,15	3,83
K ₂ O	0,86	1,51	1,55	2,45	2,79	0,50	1,36	0,59	2,23	3,36
P ₂ O ₅	0,63	0,72	0,39	0,56	0,54	0,27	0,57	0,31	0,74	0,77
п.п.п.	3,23	1,31	1,90	0,68	1,59	-	-	-	-	-
Сумма	99,87	98,22	98,80	99,48	100,26	97,89	99,42	99,80	97,26	97,49
Rb	19	21	29	57	78	30	23	14	94	-
Ba	550	336	-	880	1020	484	473	270	953	-
Sr	781	642	1055	568	685	699	619	440	825	-
Th	-	-	-	-	-	1,2	2		3,6	4,9
Ta	-	-	-	-	-	0,51	-	0,57	3,03	3,55
Nb	14	19	12	5,4	5,7	7	28	16	-	61
Hf	3,58	3,8	4,6	-	-	2,59	3	2,45	5,1	6,1
Zr	140	168	99	160	154	93	143	104	-	262
Y	27	26	29	29	22	-	23	25	-	28
La	26	22,8	13,5	24,8	26,1	8,4	16,8	8,9	38,9	44,8
Ce	53	39,2	25			21	34,7	22	62,9	74,2
Nd						14	16,7	15,6	27,5	33,4
Sm				8,2	7,3	4,35	5	4,79	5,8	7,2
Eu	2,18	1,84	1,60	1,90	1,80	1,52	1,7	1,65	2,32	2,68
Gd	-	-	-	-	-	5,2	5,3	4,1	4,3	6,0
Tb	-	-	-	-	-	0,81	0,71	0,72	0,69	0,90
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,3	2,1	2,3	2,2	1,9	1,8	1,2	1,82	1,7	1,7
Lu	0,33	0,29	0,33	0,43	0,36	0,24	0,2	0,26	0,24	0,22

Примечание. Комплексы: 1-3 – эоцен-олигоценый, толлитовая серия; 4-5 – раннемиоценовый, шошонитовая серия, 6-10 – позднемииоцен-раннеплиоценовый: 6-8 – толлитовая серия, 9-10 – щелочная серия. Анализы: 1-3 – по [Мартынов, 1999], 4-5 – по [Shimazu, Kawano, 1999], 6-10 – по [Мартынов, 1995].

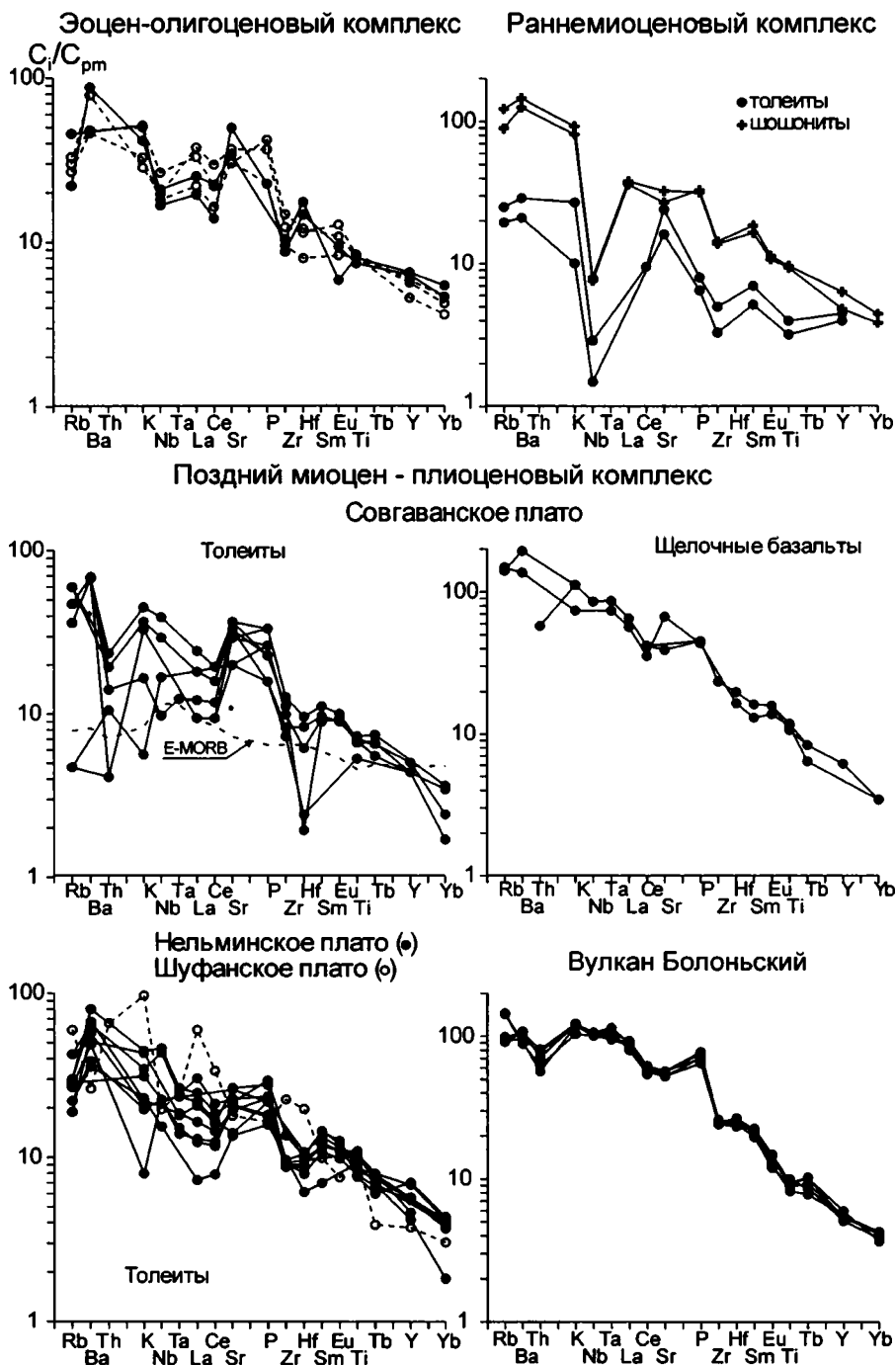


Рис. 3.3. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканических породах Приморья. Наряду с оригинальными анализами, использованные данные из [Мартынов, 1990; 1999а,б; Есин, 1988; Есин и др., 1992а-г; 1994; 1995; Мартынов, 1995]

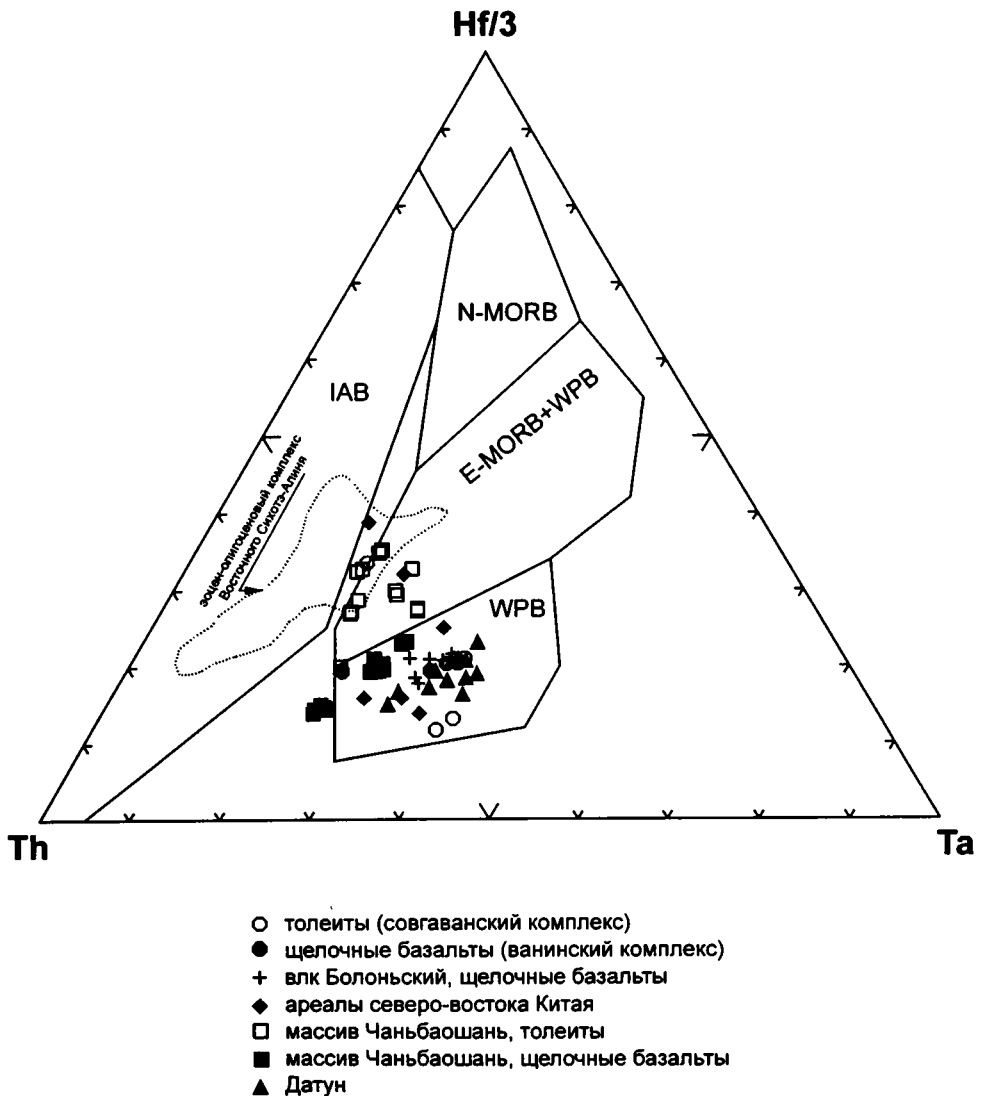
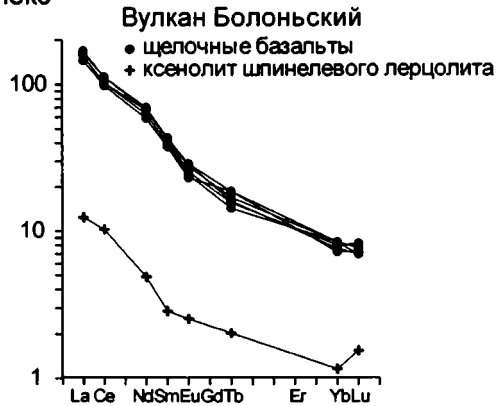
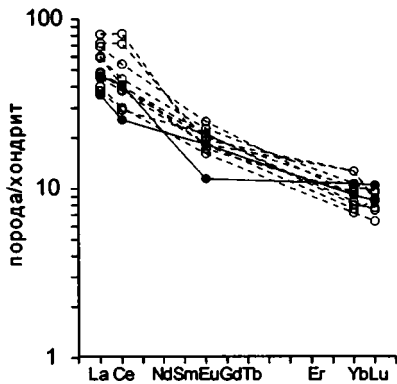


Рис. 3.4. Дискриминантная диаграммы Th-Hf-Ta для кайнозойских пород Приморья и Северо-восточной части Китая

Сихотэ-Алинь, по [Мартынов, 1990; 1999а,б; Есин, 1988; Есин и др., 1992^{а,б}, Есин и др., 1994; 1995; Мартынов, 1995], Северо-восточный Китай, по [Nakamura et al., 1989; 1990; Zhang et al., 1998; Zou et al., 2000 и др.]. Поля базальтов различных геодинамических обстановок [Wood, 1980]: N-MORB – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB – щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин

трации Sr до 708 ppm, Ba до 1708 ppm, La до 35 ppm), а их межэлементные отношения отражают комбинацию как надсубдукционных, так и внутриплитных характеристик [Petrova et al., 1996]: Ba/La=29–41,4; Sr/Nd=15,6–27,2; (Ce/Yb)_n=3,8–5,3. Изотопный состав стронция (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0,70367–0,70372) и не-

Эоцен-олигоценый комплекс



Поздний миоцен - плиоценовый комплекс Совгаванское плато

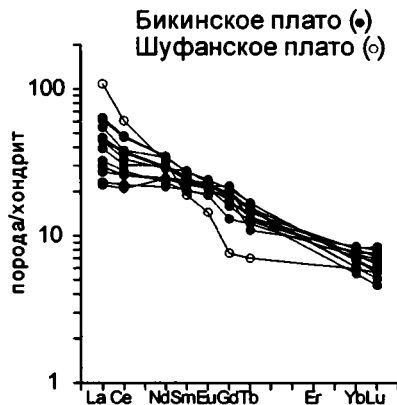
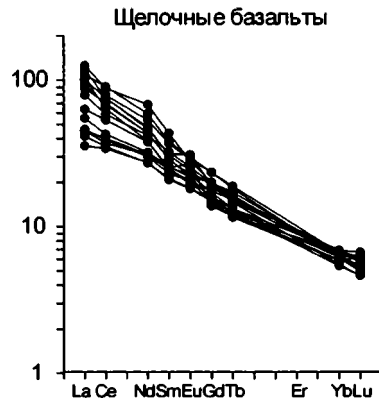
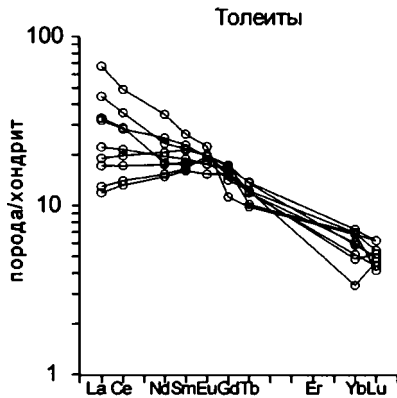


Рис. 3.5. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканических породах Приморья. Наряду с оригинальными анализами, использованы данные из [Мартынов, 1990; 1999а,б; Есин, 1988; Есин и др., 1992а-г; 1994; 1995; Мартынов, 1995]

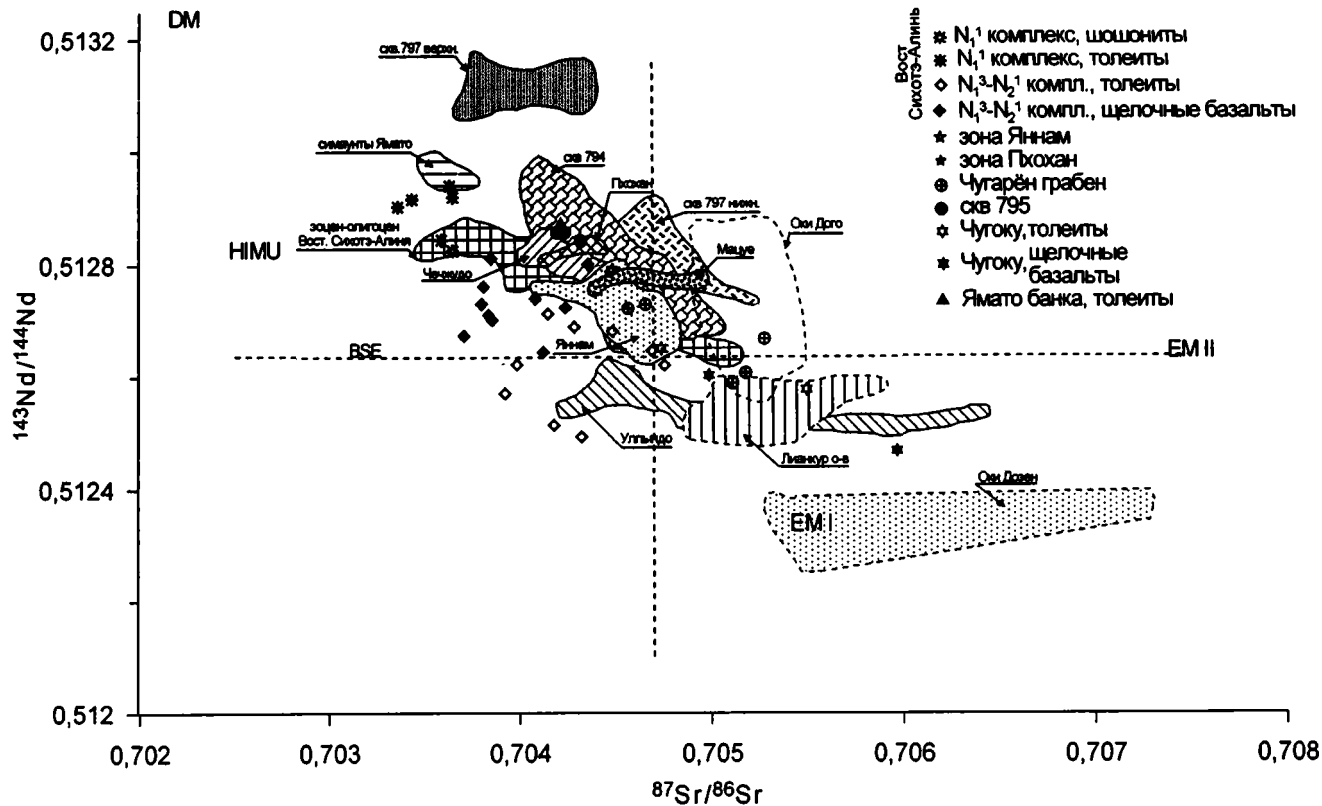


Рис. 3.6. Соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойских вулканитах Корейско-Япономорского региона

Использованы данные: Восточный Сихотэ-Алинь [Есин и др., 1995; Okamura et al., 1998], грабен Пхохан-Яннам [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], грабен Чегарён, о-вов Уллындэ, Чечжудо и Оки Дого [Kim et al., 1999], скважины ODP [Poulet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992], банка Ямато, о-вов Дог (Лянкур) и симаунтов Ямато [Tatsumoto, Nakamura, 1991], зоны Чугоку, Япония, о-вов Оки Дозен [Morris, Kagami, 1989]. Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника, по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

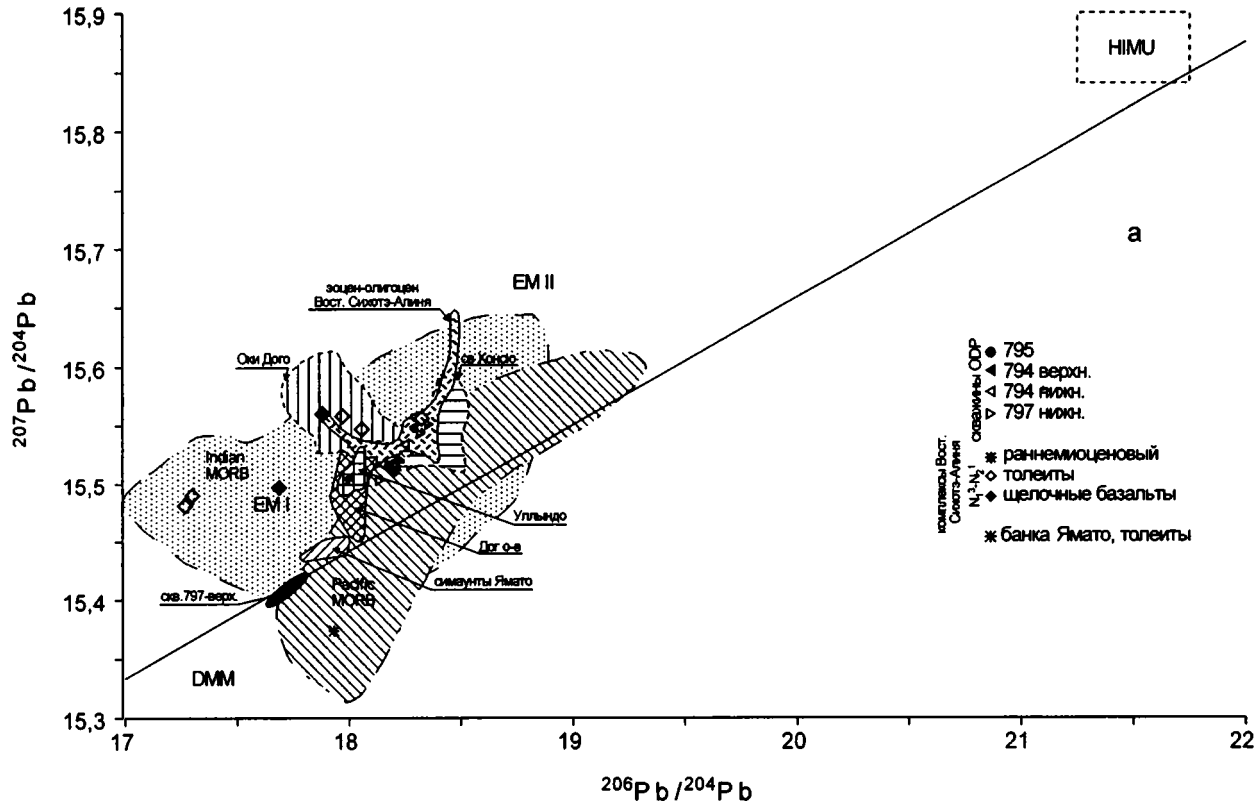


Рис. 3.7. Соотношения $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) в кайнозойских вулканитах Корейско-Япономорского региона. Используются данные: Восточный Сихотэ-Алинь [Есин и др., 1995; Okamura et al., 1998₆], грабен Пхохан-Яннам [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], грабен Чегарён, о-вов Уллындо, Чечжудо и Оки Дого [Kim et al., 1999], скважины ODP [Poucllet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992], банка Ямато, о-вов Дог (Лианкур) и симаунтов Ямато [Tatsumoto, Nakamura, 1991], зоны Чугоку, Япония, о-вов Оки Дозен [Morris, Kagami, 1989]. Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

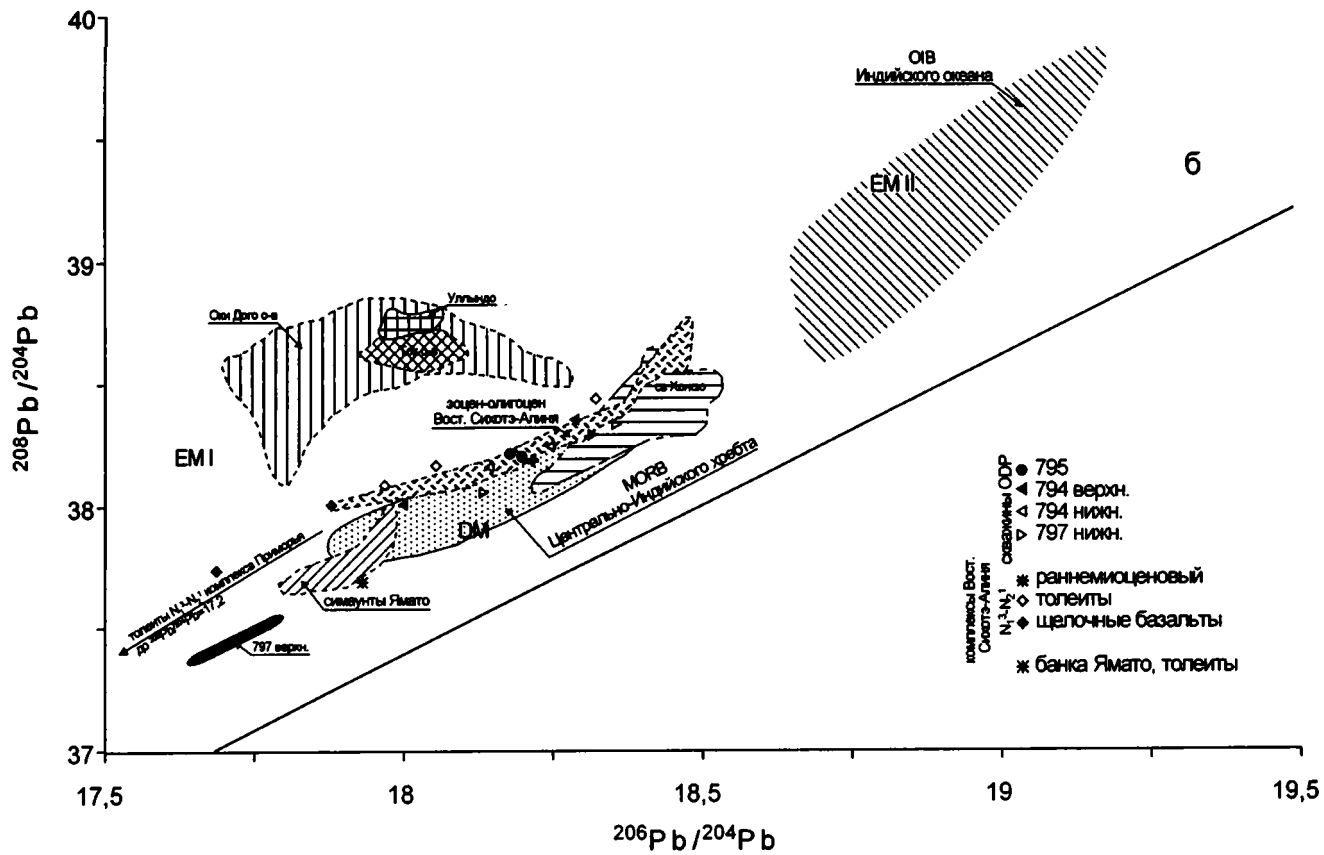


Рис. 3.7. Окончание

одима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512843-0,512861$; $\epsilon\text{Nd}=3,7-4,1$) умеренно деплетирован (рис. 3.6), и уйские шошониты по этим параметрам занимают промежуточное положение между породами шошонитовой серии Алеутских островов и Анд.

Севернее Совгаванского плато раннемиоценовые (18 млн лет) [Shimazu, Kawano, 1999] вулканиты слагают отдельные потоки, которые простираются от мыса Тумнин до мыса Сюркум. Потоки образованы субщелочными андезитобазальтами, андезитами, реже дацитами и характеризуются умеренным обогащением некогерентными элементами, слабо дифференцированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,9-2,8$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,9-5,8$). Для них характерны более высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7037–0,7038) и более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512769–0,512831; $\epsilon\text{Nd}=3,0-4,2$) [Shimazu, Kawano, 1999], чем таковые в раннемиоценовых толеитах Совгаванского плато.

Среднемиоценовый-раннеплиоценовый комплекс наиболее широко представлен среди кайнозойских образований Приморья и Сихотэ-Алиня, где вулканиты образуют обширные базальтовые плато и многочисленные вулканические постройки, наложенные как на породы фундамента, так и на позднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования окраинно-континентальных вулканических поясов и вулканических комплексов раннего кайнозоя. Основные центры вулканических проявлений приурочены к трем группам разломов [Геология СССР, 1969]: Береговому шву, Монеронскому разлому (с востока) и Восточной сдвиговой зоне. Базальтовые плато часто наследуют более ранние системы разломов, вдоль которых изливались вулканиты раннекайнозойских комплексов.

В Восточном Сихотэ-Алине вулканиты позднемиоценового-раннеплиоценового комплекса образуют ряд моногенных вулканических построек и плато, наиболее крупные из которых Совгаванское, Нельминское и Бикинское (рис. 3.1).

Совгаванское плато, являющееся наиболее хорошо изученным [Ахметьев, Ботылева, 1971; Берсенев, Денисов, 1971; Есин и др., 1992а–г; 1994; 1995; Мартынов, 1995; 1999а,б], располагается в междуречье Тумнин и Коппи, имея в плане изометричную форму. В основании плато залегают либо отложения коры выветривания мощностью до 10 м, либо слаболитифицированные туфогенно-осадочные породы. Плато образовано потоками базальтов и андезитобазальтов толеитовой серии мощностью от 1–2 до 8–10 м, иногда разделенными маломощными отложениями кор выветривания. Отмечаются sillы микрогаббро. Общая мощность разреза толеитов достигает 300 м. Щелочные базальты редки и слагают небольшие вулканические постройки как в поле развития толеитов, так и пород фундамента.

Нельминское плато, расположенное южнее, в междуречье Ботчи и Самарги, изучено главным образом по береговым обнажениям Татарского пролива [Ахметьев, Ботылева, 1971; Есин и др., 1992б]. Строение вулканических покровов напоминает совгаванский разрез. Щелочные базальты редки и известны лишь в западной части плато.

Возраст толеитов, слагающих Совгаванское и Нельминское плато, по данным К-Аг датировок определен как позднемиоценовый (5,6–11,8 млн лет) [Есин и др., 1994; Okamura et al., 1998а]. Излияния щелочных базальтов, рассматриваемых ранее как самостоятельный ванинский комплекс [Есин и др., 1992а–г], также происходили в позднем миоцене (5,0–11,9 млн лет) [Okamura et al., 1998а].

Самое южное вулканическое плато в пределах Восточного Сихотэ-Алиня – Бикинское – расположено в бассейне верхнего течения р. Бикин и ее притока р. Зевы. Плато сложено толеитами, выполняющими узкий грабен широтного простирания [Ахметьев, Ботылева, 1971]. Щелочные базальты в пределах плато известны вблизи устья р. Зевы, где образуют отдельные потоки, а также на перевале рек Килоу и Дагды, где сохранились реликты крупного щитового вулкана [Щека, 1983].

Базальты, слагающие вулканическое плато, не обнаруживают, как неоднократно отмечалось ранее [Есин, 19926; Мартынов, 1999], существенных различий по петрографическим и петрохимическим характеристикам, вследствие чего в дальнейшем будут рассматриваться совместно. Вещественная характеристика вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня приводится в основном по работам С.В. Есина с соавторами и Ю.А. Мартынова.

Низко- и умереннокалиевые толеиты характеризуются афировой, реже порфировой структурой. Вкрапленники образованы преимущественно зональными плагиоклазами (An_{47-60} – ядра, An_{28-30} – краевые зоны), реже оливином (Fo_{74-82} и Fo_{50-70}), клинопироксенами ($En_{34-55}Wo_{34-45}Fs_{10-20}$) и магнетитом. Ортопироксены редки, встречены в андезитобазальтах и представлены бронзитом ($En_{75}Wo_3Fs_{21}$) и пижонитом ($En_{63-65}Wo_{1-8}Fs_{20-24}$).

Базальты и андезитобазальты – *Qtz* -, реже *Ol*-нормативные и по соотношению кремнезема, щелочей и железа принадлежат к субщелочной толеитовой серии (рис. 3.2). Толеиты характеризуются умеренно высокими содержаниями титана ($TiO_2=1,4-2,1$), глинозема ($Al_2O_3=14,5-17,9\%$) при варьирующих концентрациях фосфора ($P_2O_5=0,14-0,57$). По распределению K_2O среди толеитов выделяются низко- и умереннокалиевые разности (0,12–2,2%) [Мартынов, 19996]. Однако большая часть (80–85%) исследованных пород, с одной стороны, характеризуется устойчивым максимумом в распределении калия в области 0,8–1,6% K_2O , с другой – как низко-, так и умереннокалиевые разности близки по содержанию остальных петрогенных и редких элементов, образуя единые тренды на вариационных диаграммах [Мартынов, 19996].

В толеитах сильно варьируют содержания переходных элементов (Cr от 60 до 260 ppm, Ni от 25 до 270 ppm, Co от 22 до 43 ppm, V от 126 до 155 ppm). Концентрации некогерентных элементов высокие, превышающие таковые (за исключением Hf и Yb) в E-MORB. Однако их распределение на спайдерграмме имеет «пилообразный» рисунок (рис. 3.3в,д), свойственный надсубдукционным породам. Поведение Ta и Nb в толеитах определяется нормативным составом пород. Так, для *Ol*-нормативных толеитов характерен слабый Ta-Nb максимум на спайдерграмме, тогда как *Qtz*-нормативные толеиты отличаются либо минимумом, либо отсутствием аномалии. Аналогичное поведение проявляется также и на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.4), где фигуративные точки *Ol*-толеитов располагаются в области составов WPB, тогда как *Qtz*-толеиты занимают переходную область между обогащенными толеитами MORB и надсубдукционными базальтами. Распределение REE фракционированное: в *Qtz*-толеитах отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n изменяются в пределах 0,7–1,6 и 1,8–5,0, возрастая в *Ol*-толеитах до 1,4–2,5 и 2,5–11,5, соответственно (рис. 3.5в,д). Изотопный состав толеитов сильно варьирует, и первичные отношения изменяются в пределах: для неодиима – 0,512496–0,512815 ($\epsilon Nd=$

+3,0 до минус 2,5), для свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) – 17,266–18,324, для стронция – 0,703853–0,704693 (рис. 3.6, 3.7).

Щелочные базальты – щелочные оливиновые базальты, базаниты и гавайиты [Есин и др., 1992б] – в пределах Восточного Сихотэ-Алиня развиты преимущественно на Совгаванском плато. Они представляют собой порфировые породы с фенокристами оливина (Fo_{62-86}), реже плагиоклаза (An_{38-58}). Микролиты клинопироксена – салиты, отличающиеся повышенным содержанием натрия. Основная масса базальтоидов сложена плагиоклазами, клинопироксенами, оливином и титаномагнетитом, характеризуюсь интерсертальной, долеритовой, реже пойкилоофитовой структурой.

Щелочные базальтоиды характеризуются умеренно высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,0-7,5\%$) (рис. 3.2), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5=0,3-0,8\%$) и сильно варьирующими концентрациями глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3=13-18\%$). Породы высокотитанистые ($\text{TiO}_2=1,7-2,8\%$), с высокими содержаниями редких некогерентных элементов (рис. 3.3), в том числе и легких REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,3-5,7$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=6,5-18,3$) (рис. 3.5). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.4) фигуративные точки щелочных базальтов располагаются в области составов WPB. Изотопный состав стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70370-704488$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512648-0,512804$; $\epsilon\text{Nd}=1,5-2,0$) (рис. 3.6, 3.7) близок толеитам Совгаванского плато, при более низких значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (17,687–17,88).

В пределах Западного Сихотэ-Алиня и Южного Приморья наиболее крупные базальтовые плато – Верхнеанюйское, Среднеамурское, Шкотовское и Шуфанское (рис. 3.1) приурочены к системам разломов северо-восточного простирания, видимо, являющихся продолжением разломов восточной окраины Кореи [Тихоокеанская..., 1991].

Верхнеанюйское плато сложено позднемиоценовыми (~13,2 млн лет) [Есин, Травин, 1994] толеитовыми базальтами. Позже, в позднем миоцен-раннем плиоцене (3,9–7,9 млн лет) [Есин, Травин, 1994] на плато и вне его изливались щелочные базальты.

Среднеамурское плато, расположенное в пределах Усури-Амурского грабена, образовано фрагментарными выходами базальтов, относящимися к щелочной и толеитовой сериям. Формирование базальтов происходило в два этапа: 4–6 и 8–10 млн лет, причем щелочные базальтоиды, в отличие от Верхнеанюйского плато, изливались только на первом этапе [Петухова, Приходько, 1999].

В северной части Усури-Амурского грабена вулканические плато образованы сложным переслаиванием толеитов, щелочных базальтов и перекрывающих их трахитов, имеющих возраст 15,0; 13,5 и 12,5 млн лет, соответственно. К этим плато примыкают сдвоенные вулканы Бабушка-Дедушка, имеющие возраст 4,78 и 12,1 млн лет соответственно [Сахно, Моисеенко, 2000; Рассказов и др., 2000] и вулкан Болоньский, возраст которого 9,6 млн лет [Приходько и др., 1996].

Болоньский вулкан располагается в 100 км юго-западнее г. Комсомольска-на-Амуре, слагая остров Ядасен озера Болонь. Длина вулканической постройки достигает 230 м при ширине до 110 м, а высота над уровнем моря достигает 15 м. По данным Е.Ф. Малеева [1963], туфовая толща, слагающая основной объем вулканической постройки (рис. 3.8), состоит из угловатых обломков пористых базальтов, сцементированных пепловым материалом. В небольшом количестве

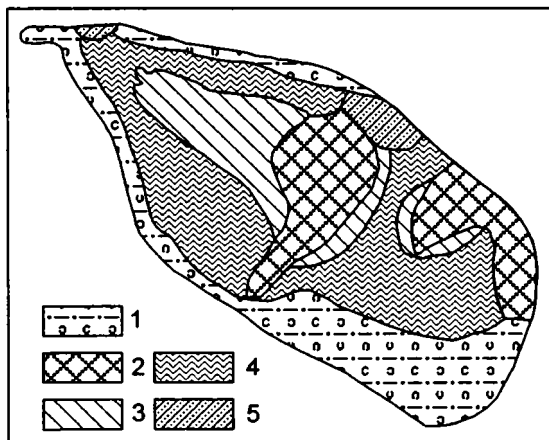


Рис. 3.8. Схема геологического строения Болонского вулкана, по [Малеев, 1963]
 1 – рыхлые отложения, 2 – базальты, 3 – “обожженные” туфы, 4 – туфы, 5 – нижнемеловые турбидиты

присутствуют аггломератовые туфы, сложенные округлыми обломками пород с характерной губчатой структурой. Лавовые потоки базальтов известны только в центральной и юго-восточной частях острова.

Базальты Болонского вулкана представляют собой плотные, реже пористые породы [Федоров, Колосков, 2000]. Структура микропорфировая, вкрапленники образованы оливином, клинопироксеном, реже лейцитом (табл. 3.2). Оливины химически зональны, магнезиальность ядер колеблется в пределах 89–91% Fo, снижаясь к краю зерна до 88%. Клинопироксены вкрапленников – низкотитанистый авгит ($Wo_{43-47}En_{47-52}Fs_{5-7}$). Состав лейцита (55,0–55,3% SiO_2 , 22,9–23,1% Al_2O_3 ; 22,0–22,3% K_2O) [Приходько и др., 1996] близок к идеальной формуле минерала. Основная масса базальтов образована зернами оливина (Fo_{71-76}), клинопироксенов, изменяющими состав от титан-авгита до железистого авгита ($TiO_2=1,3-4,9\%$; $Wo_{49-53}En_{31-38}Fs_{11-16}$), зернами калинатрового полевого шпата, нефелина, лейцита, апатита и рудных минералов. Отмечаются небольшие выделения глиноземистого высококалийного (до 4,8% K_2O), низконатриевого (до 1% Na_2O) стекла дацитового состава. Структура основной массы микрокристаллическая.

По химическому составу лавы Болонского вулкана являются калиевыми щелочными базальтами ($K_2O/Na_2O=0,75-1,1$; $Na_2O+K_2O=6,9-8,3\%$). Щелочные базальты отличаются высокими концентрациями несовместимых элементов (рис. 3.3; табл. 3.3) подобно внутриплитным щелочным лавам океанических островов и континентальных рифтов. Распределение HFSE показывает, что лавы комплекса незначительно дифференцированы, и межэлементные отношения смещены в сторону более несовместимого элемента, что обычно для внутриплитных щелочных лав. Распределение редкоземельных элементов носит дифференцированный характер (рис. 3.5) при обогащении элементами цериевой группы ($La_n/Sm_n=3,7-3,9$; $La_n/Yb_n=18-22$), что также типично для внутриплитных щелочных вулкаников [Федоров, Колосков, 2000].

Таблица 3.2. Состав минералов из базальтов и ксенолитов шпинелевых лерцолитов вулкана Болонь

Комп.	№ анализа						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,85	40,50	53,92	54,53	45,42	42,78	55,31
TiO ₂	-	-	0,51	0,08	3,31	4,30	0,10
Al ₂ O ₃	-	-	1,76	0,69	6,81	8,77	23,12
Cr ₂ O ₃	-	-	0,54	1,59	-	-	-
FeO	9,76	11,24	4,26	4,27	8,26	7,40	0,28
MnO	0,01	0,09	16,43	19,35	11,84	10,03	0,03
MgO	47,74	46,52	23,16	17,39	23,32	21,10	0,01
CaO	0,00	0,13	0,45	0,83	0,47	0,70	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	22,01
NiO	0,27	0,00	-	-	-	-	-
Сумма	98,63	98,49	101,03	98,73	99,43	95,08	101,17
mg _#	88,1	86,4	87,3	89,0	71,9	70,7	-
Комп.	№ анализа						
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51,24	41,52	42,02	52,77	53,20	56,37	56,72
TiO ₂	0,07	-	-	0,31	0,40	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	30,35	-	-	4,05	3,24	4,43	4,40
Cr ₂ O ₃	-	-	-	1,25	1,15	0,28	0,32
FeO	0,57	8,57	8,49	2,44	3,05	5,85	6,05
MnO	0,01	-	0,02	-	-	-	-
MgO	-	49,62	49,16	15,57	15,91	32,37	31,99
CaO	0,08	0,01	0,19	22,61	22,70	0,60	0,60
Na ₂ O	15,01	0,06	0,05	0,63	0,60	0,22	0,26
K ₂ O	1,77	-	-	-	-	-	-
NiO	-	0,14	0,06	-	-	-	-
Сумма	99,10	99,93	99,99	99,64	100,26	100,16	100,36
mg _#	-	89,8	88,4	91,9	90,3	90,8	90,4

Примечание. Анализы: 1–7 – щелочные базальты, 8–14 – ксенолит шпинелевого лерцолита; 1–2, 9–10 – оливин, 3–6, 11–12 – клинопироксены, 6 – лейцит, 7 – нефелин, 13–14 – ортопироксены.

Базальты содержат многочисленные мелкие ксенолиты шпинелевых лерцолитов, состоящие из оливина (Fo_{88–92,5}), ортопироксена (Wo_{1,1–1,4}En_{89,3–89,7}Fs_{8,7–9,2}), клинопироксена (Wo_{45–49}En_{44–51}Fs_{3–6}) и шпинели (mg_#=73–75%; ст_#=11–13%) с незначительными вариациями в количественных соотношениях.

Таблица 3.3. Состав щелочных базальтов и ксенолита Болонского вулкана

Комп.	№ образца						
	707	709	710	711	714	715	715a
SiO ₂	44,42	44,24	44,8	44,83	45,33	44,72	44,78
TiO ₂	2,19	2,36	2,27	2,2	2,66	2,1	0,13
Al ₂ O ₃	14,12	13,93	13,82	14,03	12,84	13,64	3,35
Fe ₂ O ₃	3,1	5,43	5,18	8,07	2,2	3,11	1,67
FeO	7,9	5,98	6,33	3,46	8,2	7,94	6,62
MnO	0,18	0,18	0,19	0,17	0,2	0,18	0,18
MgO	10,5	10,06	9,96	9,99	10,68	10,82	40,07
CaO	8,71	9,15	8,98	8,82	8,49	9,4	2,75
Na ₂ O	3,86	3,65	3,47	3,55	4,68	3,68	0,28
K ₂ O	3,74	3,73	3,66	3,68	3,61	3,19	0,07
P ₂ O ₅	1,3	1,29	1,34	1,21	1,11	1,22	0,08
Cr	600	558	621	633	402	683	1800
Ni	434	431	446	371	330	569	-
Co	58	45	50	60	58	70	99
Sc	20	20	20	20	19	19	9,1
V	208	209	99	123	64	218	-
Rb	58	63	58	59	92	91	5,2
Ba	760	740	740	670	640	620	49
Sr	1200	1200	1200	1200	1100	1100	65
Th	6	6,9	6,1	6,6	4,8	5,3	0,6
Ta	4,3	4,7	3,9	4,4	3,9	4,1	-
Nb	74	76	73	76	72	72	-
Hf	8,2	7,5	8,0	7,5	7,2	7,4	-
Zr	280	290	280	280	270	270	15
Y	23	25	25	27	24	25	1,6
La	64	62	59	55	63	59	4,7
Ce	110	110	100	96	110	100	10
Nd	48	50	45	42	49	48	3,5
Sm	9,9	10	9,2	8,7	10	9,8	0,66
Eu	2,5	2,4	2,1	2	2,5	2,2	0,22
Tb	0,94	1	0,84	1,1	1,1	0,92	0,12
Yb	1,9	2,1	2,1	1,8	2,1	2	0,29
Lu	0,27	0,27	0,3	0,28	0,3	0,32	0,06

Примечание. Образцы: 707–715 – базальты, 715a – ксенолит шпинелевого лерцолита.

Иногда в ксенолитах отмечаются пироксенитовые каймы и прожилки, сложенные авгитом ($Wo_{47-49}En_{45-49}Fs_{4-6}$).

По минеральному и химическому составам изученные перидотитовые включения относятся к лерцолитовой серии (по Х. Куно) и на основе геохимических критериев ($mg_n=90-93\%$; $CaO=2,7-2,9\%$; $Al_2O_3=2,9-3,4\%$, $TiO_2=0,12-0,13\%$) отвечают обогащенному типу этой серии (по П. Никсону), что также подтверждается фракционированным распределением редкоземельных элементов ($La_n/Sm_n=4,3$; $La_n/Yb_n=10,7$) [Федоров, Колосков, 2000]. Состав ксенолитов свидетельствует, что возникновение магматических расплавов происходило на уровне шпинель-лерцолитового равновесия.

В южной части Приморья базальтовые плато представлены покровами сложного строения. На Шкотовском плато нижние части разреза сложены потоками толеитов (13–13,3 млн лет) [Саранина, 2002], сменяющимися потоками щелочных оливиновых базальтов с экструдирующими их плагиопорфировыми долеритами (9,4 млн лет) [Саранина, 2002], обогащенными (до 40–50%) крупными (до 2 см) мегакристаллами плагиоклаза [Щека, 1983; Сахно, Моисеенко, 2000]. Разрез базальтовых потоков, полученный по материалам бурения в районе с. Шкотово, показывает, что на протяжении 240 м базальты Шкотовского плато образуют несколько циклов чередования оливин-клинопироксеновых разностей с гиперстенсодержащими [Щека, 1983]. В поздних циклах гиперстен исчезает, и в разрезе преобладают богатые плагиоклазом оливиновые разности. Возраст образований 8,7–11,8 млн лет [Okamura et al., 1998a]. В пределах плато широко распространены моногенные вулканические постройки, сложенные щелочными базальтами, содержащими ксенолиты шпинелевых лерцолитов.

Иное строение имеет Шуфанское плато, располагающееся большей частью на территории КНР. Восточная часть плато, известное как Борисовский покров, состоит из большого количества потоков (до 25) пористых базальтов [Берсенов, Денисов, 1971], в верхней части плато известны туфы и туфобрекчи андезитодацитового состава. Плато представляет сложно построенный щитовой вулкан со множеством жерловин, трубок взрыва щелочных высококальциевых магнезиальных базальтов с ксенолитами шпинелевых лерцолитов. По периферии плато располагается ряд вулканов: на восточном фланге – Барановский (8,2 млн лет) [Саранина, 2002], трахиандезитобазальтового состава, на западном – Борисовский и Боевский – щелочно-базальтовые, с ксенолитами лерцолитов. Возраст последних вулканических построек колеблется от 12 до 13,5 млн лет [Сахно, Моисеенко, 2000].

К данному возрастному интервалу в пределах Сихотэ-Алинской области также относятся анкаратриты и пикритобазальты (13,9 млн лет) [Мартынов, 2002], образующие Лесозаводскую трубку взрыва [Гапеева, 1954; Фаворская и др., 1961]. Трубка имеет сложное строение [Щека, 1983]. Основное тело трубки выполнено мелкообломочной массой, состоящей из анкаратритов, пикритов, монолитных базальтов, а также мегакристаллов полевого шпата, пироксенов, оливина, керсутита и биотита. Западная зона насыщена обломками лерцолитов, кристаллических сланцев и гнейсов. Апофизы от трубки, протягивающиеся на расстояние 50–120 м, выполнены стекловатыми пористыми базальтами и состоят на 80–95% из ксенолитов шпинелевых лерцолитов и ксенокристов их минералов, цементируемых темным пористым стеклом.

Кайнозойский вулканизм в восточной части Китая

В восточной части Китая проявления кайнозойского вулканизма приурочены преимущественно к рифтовым системам северо-восточного и северо-северо-восточного простирания – Восточно-Китайской и Циркум-Ордосской (рис. 3.9).

В Восточно-Китайской рифтовой системе, состоящей из многочисленных односторонних грабенов и разделяющих их горстов, выделяются три крупных периода вулканизма: раннетретичный, неогеновый и плиоцен-четвертичный [Fan, Hooper, 1991]. В данном разделе рассмотрены проявления кайнозойского вулканизма в северо-восточной и центральной частях рифтовой системы, отделенных сутурой от структур Юго-восточного Китая и Южно-Китайского моря, вулканизм которых будет охарактеризован в главе 4.

Раннетретичный вулканизм начался в палеогене и, достигнув максимума в раннем эоцене, начал ослабевать в позднем эоцене и олигоцене. Вулканические ареалы связаны с осадочными бассейнами (Сяляо и Северо-Китайским) и широко проявлены в пределах равнины Хубей, где вулканические породы, переслаиваясь с морскими осадочными отложениями, образуют мощные (до 800 м, как в ареале Фанжи) покровы. В северной части рифтовой зоны раннетретичные вулканиды пользуются меньшим распространением и, как правило, приурочены к системе разломов Тан-Лу. Большая часть раннекайнозойских базальтоидов представлена толеитами, тогда как в ареалах Аньхой, Чанчуен, Ксиляхэ и Субеи преобладают щелочные оливиновые базальты и базаниты [Zhou, Chen, 1978; Liu et al., 1983]. Базальты северной и центральной частей Китая обогащены некогерентными элементами и на дискриминантных диаграммах занимают поля внутриплитных базальтов [Fan, Hooper, 1991]. При близости распределения петрогенных и редких элементов (рис. 3.10) между раннетретичными базальтами этих ареалов существуют определенные различия в изотопном составе Sr, Nd и Pb (рис. 3.11, 3.12) [Peng et al., 1986]. Так, толеиты и щелочные базальты ареала Аньхой характеризуются умеренно деплетированными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70444–0,70465), при изменчивых значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512409 и 0,512803, $\epsilon\text{Nd}=+3,2$ до $-4,5$) и высоких $\Delta 8/4\text{Pb}$ (84–170), отражающих DUPAL аномалию в базальтах ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=16,59\text{--}18,15$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,32\text{--}15,57$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,35\text{--}38,47$). Напротив, палеогеновые щелочные базальты ареала Куаньдянь отличаются более деплетированными отношениями изотопов Sr и Nd (0,70314 и 0,512994, $\epsilon\text{Nd}=6,9$) и сходных изотопных отношениях Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,60\text{--}17,86$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,40\text{--}15,51$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,55\text{--}38,06$).

Миоценовый (25–5 млн лет) этап вулканизма широко представлен на территории Восточно-Китайской рифтовой системы, где, по данным, приведенным в работах [Fan, Hooper, 1991; Peng et al., 1986], большая часть вулканических ареалов приурочена к системе разломов Тан-Лу (рис. 3.9). Миоценовые ареалы образованы маломощными потоками базальтов и большим количеством мелких шлаковых конусов, связанных с однократными извержениями, или слагают вулканические плато долгоживущих вулканических центров (вулканические массивы Чаньбаошань, Абага). Преобладающий объем вулканических потоков и шлаковых конусов представлен щелочными базальтоидами, включающими щелочные оливиновые базальты, базаниты и оливиновые нефелиниты, однако в ряде ареалов щелочные базальтоиды переслаиваются с толеитовыми базальтами.

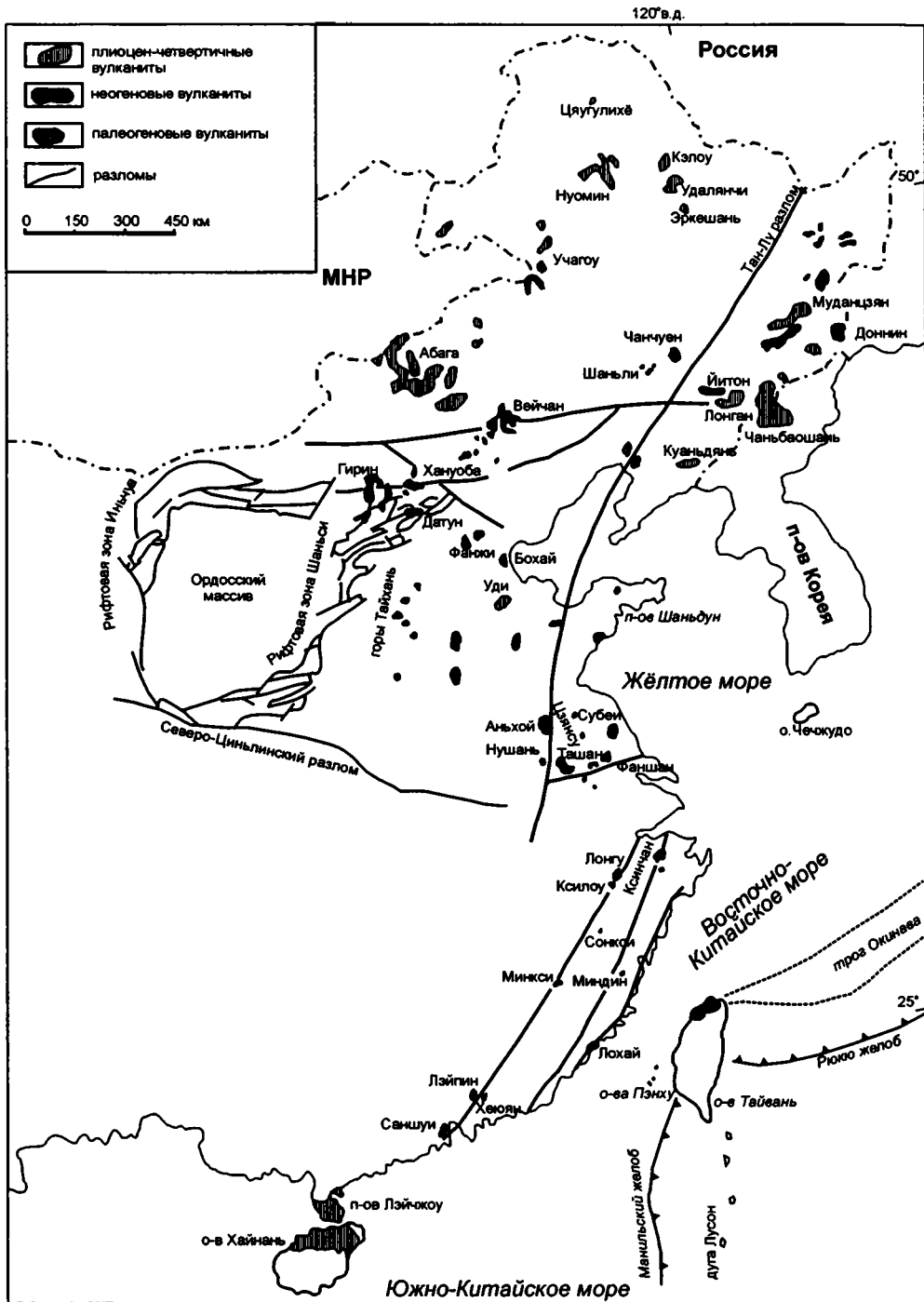


Рис. 3.9. Схема размещения кайнозойских вулканогенных образований в восточной части Китая [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Tu et al., 1991; Милановский, 1993]

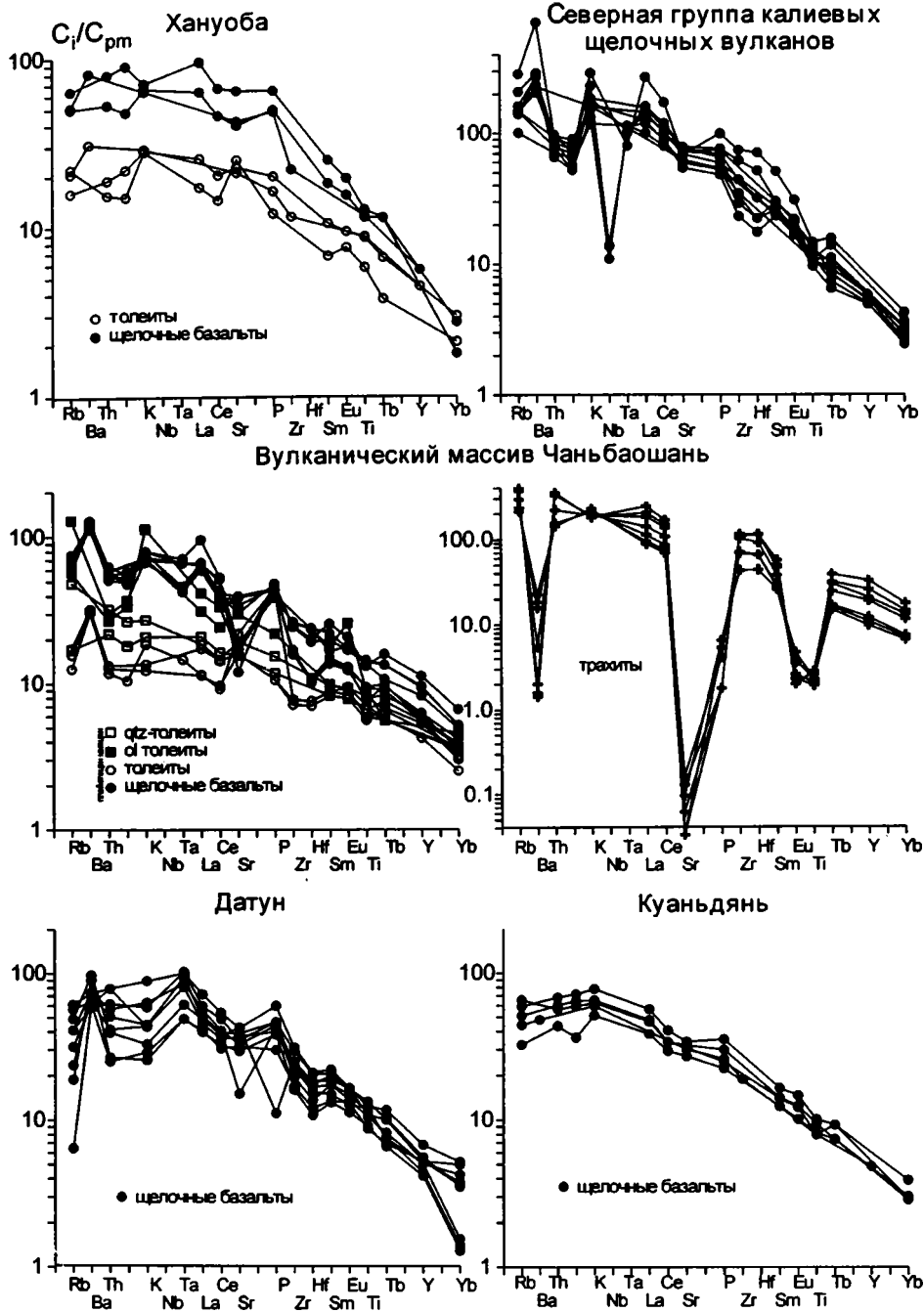


Рис. 3.10. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканических породах восточной части Китая [Basu et al., 1991; Hsu et al., 2000; Song et al., 1990; Wang et al., 1989; Zhang, 1992; Zhang et al., 1995, 1998 и др.]

Содержания некогерентных элементов в породах нормированы по примитивной мантии (pm) [Sun, McDonough, 1989]

В Северо-Восточном Китае (за исключением массива Чаньбаошань) миоценовая вулканическая деятельность проявлена относительно слабо, и щелочные базальты, переслаиваясь с редкими потоками оливиновых толеитов, слагают ареалы Йитон и Муданцзян [Fan, Hooper, 1991].

На полуострове Шаньдун щелочные базальты и базаниты изливались в интервалах 18,8–10,6 и 7,7–5,0 млн лет [Peng et al., 1986]. Породы характеризуются выдержанностью состава на всем интервале вулканической деятельности и отличаются деплетированным составом изотопов Sr и Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7032\text{--}0,7041$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51262\text{--}0,51295$ ($\epsilon\text{Nd}=4,0\text{--}6,2$) и варьирующими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=17,60\text{--}18,49$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,42\text{--}15,59$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,83\text{--}38,52$; $\Delta 8/4\text{Pb}=22,7\text{--}95,3$ (рис. 3.11, 3.12).

Южнее, в провинции Цзянсу среднемиоценовые (7,0–10,9 млн лет) ареалы сложены переслаивающимися потоками щелочных базальтов и оливиновых толеитов, имеющими близкие к базальтам п-ва Шаньдун отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7034$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512927$ ($\epsilon\text{Nd}=5,9$), и слабо варьирующие значения $\Delta 8/4\text{Pb}$ (54–58).

В раннем плиоцене вулканизм в Восточно-Китайской рифтовой системе практически полностью прекратился и был ограничен трахит-пантеллеритовыми извержениями в пределах вулканического массива Чаньбаошань и щелочно-базальтовыми в районе гор Тайхань (3,75–7,5 млн лет) [Fan, Hooper, 1991].

Плиоцен-четвертичные вулканические породы пользуются наиболее широким распространением в Восточном Китае среди кайнозойских вулканитов, формируя постройки преимущественно центрального типа, сложенные щелочными базальтоидами, реже – толеитами.

Вулканическая группа Чаньбаошань, расположенная на плоскогорье Чаньбаи в провинции Гирин на северо-востоке Китая (рис. 3.9), представляет один из наиболее крупных вулканических центров востока Азии. Известно более 100 вулканических построек, включая крупное кратерное озеро Тианчи. Выделяется [Liu, 1987; Yun et al., 1993] около семи фаз вулканических извержений: от щелочных оливиновых базальтов и оливиновых толеитов Зенбонсан раннего миоцена (19–23 млн лет), через среднемиоценовую (13,5–16,4 млн лет) фазу толеитового вулканизма Найтошань к плиоцен-плейстоценовым базальтам, позднеплейстоценовым щелочным трахитам Байтошань и раннеголоценовым–современным (1984 г) трахитам, обсидианам и пантеллеритам.

Раннемиоценовые базальтоиды Зенбонсан слагают нижний комплекс вулканического основания массива и представлены переслаиванием щелочных оливиновых базальтов и оливиновых толеитов [Yun et al., 1993]. Базальты Найтошань слагают мощные (300–400 м) покровы верхнего комплекса. По соотношению кремнезема, щелочей и железо-магниевого отношения базальты являются субщелочными толеитовыми, а по нормативному составу среди них выделяются *Ol*- и *Qtz*-толеиты. Основной объем толеитов приходится на оливиновые разности, тогда как *Qtz*-толеиты слагают отдельные малочисленные потоки [Basu et al., 1991]. Толеиты умеренно обогащены несовместимыми элементами (рис. 3.10) и характеризуются дифференцированным распределением REE, при котором отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n изменяются от 1,8 и 4,8 в *Qtz*-толеитах до 2,2–3,1 и 5,5–8,4 в *Ol*-толеитах, соответственно. Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70495–0,70513) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51250–0,51277 (ϵNd =от –1,3 до –2,6) во всех разностях толеитов, как и отношения изотопов свинца, характеризуют слабо обогащенный источник (рис. 3.11, 3.12).

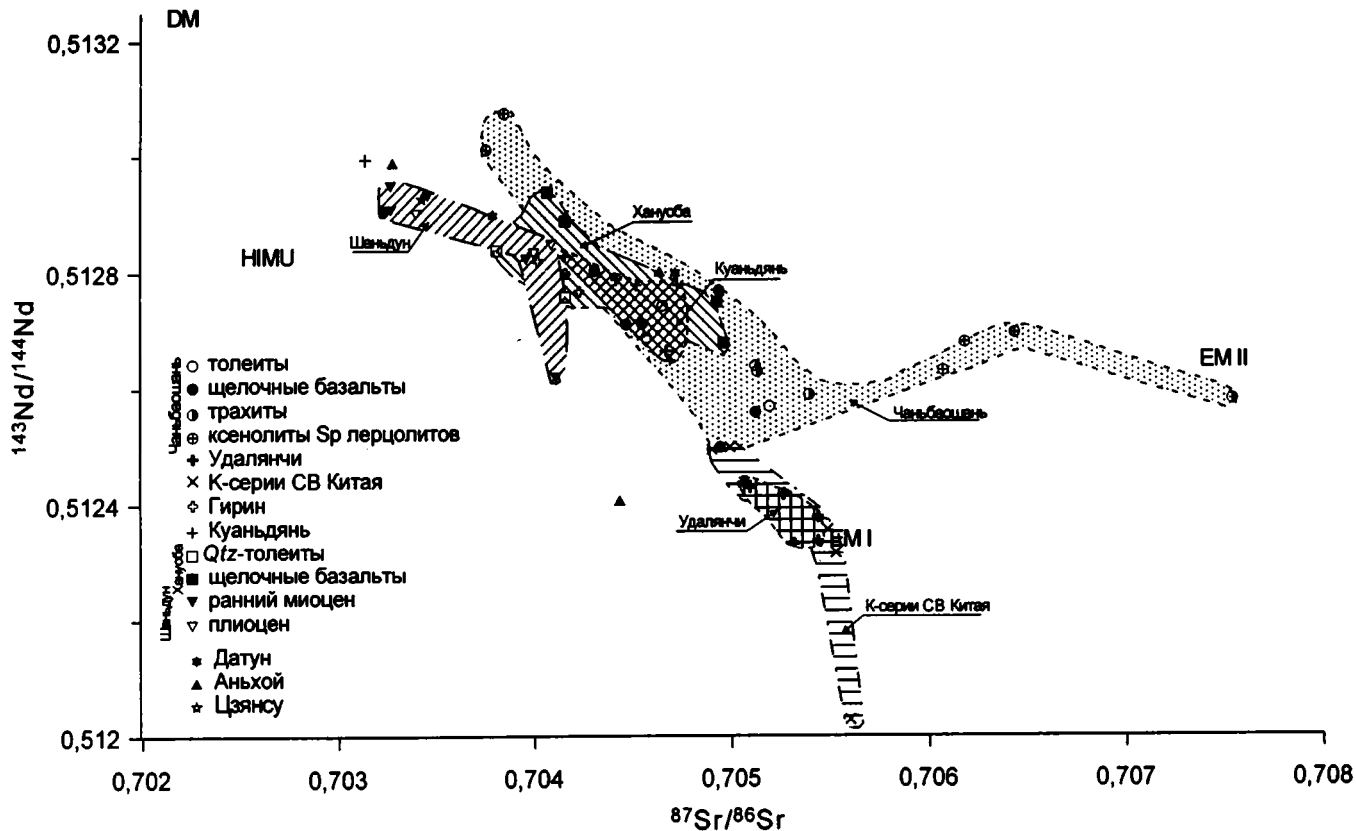


Рис. 3.11. Соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в кайнозойских вулканитах восточной части Китая [Basu et al., 1991; Peng et al., 1986; Zhang et al., 1998; Hsu et al., 2000; Wang et al., 1989; Моисеенко, Сахно, 2000]

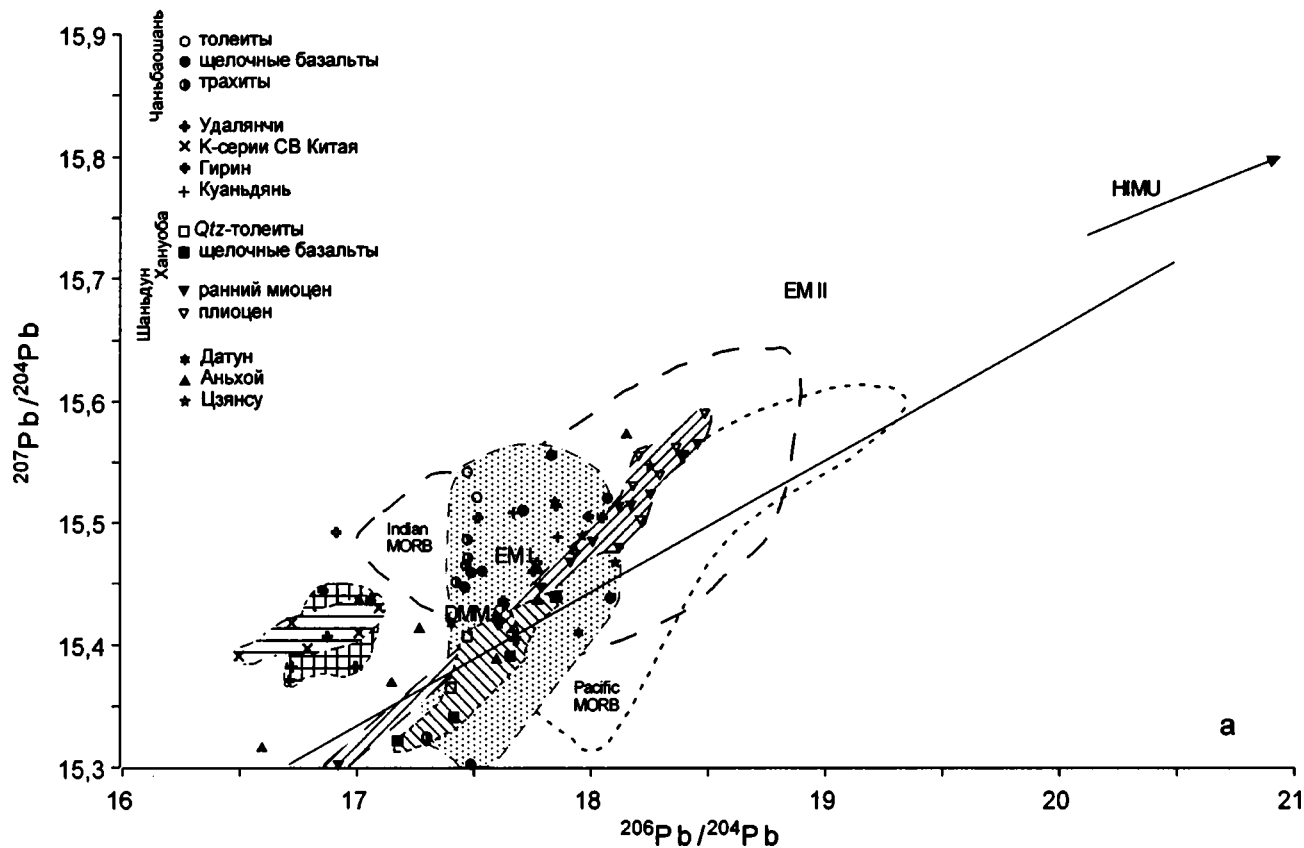


Рис. 3.12. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (а) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (б) соотношения в кайнозойских вулканитах восточной части Китая [Peng et al., 1986; Basu et al., 1991; Zhang et al., 1998; Моисеенко, Сахно, 2000; Hsu et al., 2000]
 Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

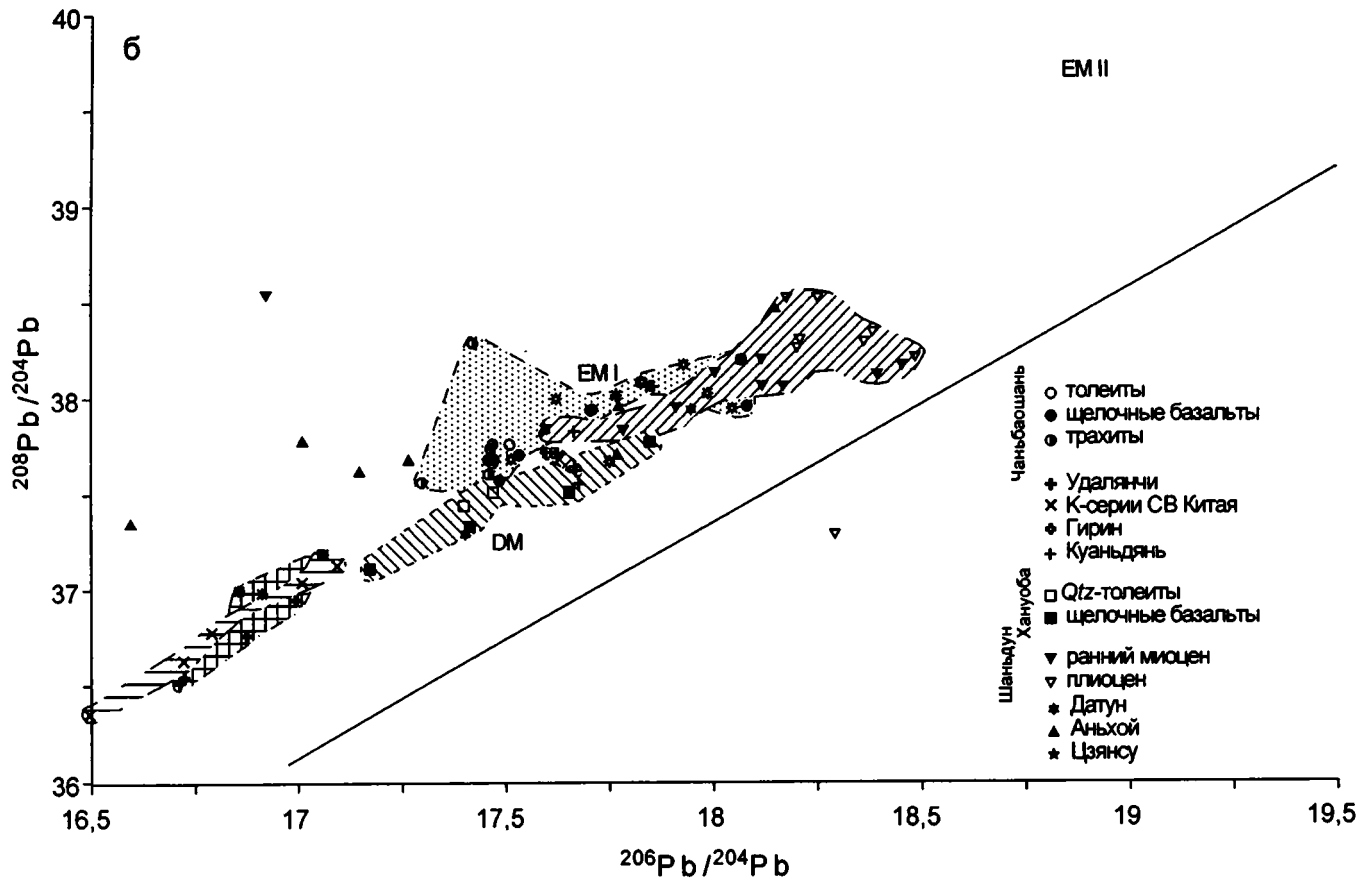


Рис. 3.12. Окончание

Среди плиоцен-плейстоценовых базальтов Чаньбаошань выделяются [Hsu et al., 2000]: кварцевые толеиты, щелочные оливиновые базальты и базаниты. Qtz-толеиты представляют собой везикулярные порфиновые породы, вкрапленники в которых образованы плагиоклазом и оливином. В основной массе различаются оливин, плагиоклаз, магнетит, погруженные в вулканическое стекло. Толеиты характеризуются повышенной для данного типа пород щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,5-5,3\%$) при содержании кремнезема 53–55% SiO_2 и сильно варьирующих концентрациях Al_2O_3 (14,8–18,8%), TiO_2 (1,2–3,0%) и P_2O_5 (0,2–0,8%). Щелочные базальты – редкопорфиновые породы, с оливином и клинопироксеном в виде вкрапленников и оливином, клинопироксеном, магнетитом, плагиоклазами в основной массе породы. В щелочных оливиновых базальтах и базанитах содержание $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ изменяется от 4,3–6,3 и 5,7–6,3%, соответственно, при изменении кремнезема от 45,6 до 51,7%. Все базальты умеренно обогащены некогерентными элементами (рис. 3.10). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.4) толеиты занимают поле E-MORB, а фигуративные точки щелочных базальтов расположены в области внутриплитных составов, однако часть базанитов ареала Ванчин смещена к полю активных континентальных окраин, полю составов базальтов вулкана Сьерра Галан (Аргентинские Анды), рассматривающихся как пример ассимиляционно-фракционно-кристаллизационной эволюции продуктов внутриплитного источника зоны растяжения на активной континентальной окраине [Thorpe et al., 1984]. Для этих же базанитов, в отличие от других базальтоидов массива Чаньбаошань, характерен устойчивый Ta минимум на спайдерграмме (рис. 3.10). Распределение REE во всех типах базальтоидов фракционированное. Увеличение отношения La_n/Yb_n от толеитов (3,5–18,6), через щелочные оливиновые базальты (7,4–12,9) к базанитам (11,4–16,3) может интерпретироваться как изменение степени плавления подобного мантийного источника [Hsu et al., 2000], что также подтверждается негативной корреляцией между $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ и SiO_2 для толеитов и щелочных базальтов [Chen, 1988].

Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70458–0,7052) в плиоцен-плейстоценовых толеитах несколько выше, чем в щелочных базальтах (0,704319–0,70513) при изменчивых значениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512570–0,512744 ($\epsilon\text{Nd} = +2,1$ до $-1,3$) и 0,51250–0,512805 ($\epsilon\text{Nd} = +2,7$ до $-2,6$) в толеитах и щелочных базальтах соответственно) (рис. 3.11) [Hsu et al., 2000; Сахно, Моисеенко, 2000]. Во всех базальтах отношения $\Delta 8/4\text{Pb}$ варьируют от 47 до 160, что свидетельствует о наличии DUPAL аномалии.

В щелочных базальтах массива Чаньбаошань присутствуют ксенолиты шпинелевых лерцолитов, разделяемые по содержанию REE на обогащенные LREE ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=6,6-8,15$) и деплетированные ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,2-0,7$) разности. Концентрации HREE в обоих типах пород сходные [Hsu et al., 2000]. Обогащенные лерцолиты также имеют более высокие концентрации LILE, а также Ti, Y, Nb, Ta, более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,706077–0,706440) и более низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,512631–0,512696), чем деплетированные разности (0,703768–0,70386 и 0,513012–0,513074 соответственно).

Раннеголоценовые-современные трахиты представляют собой порфиновые породы [Hsu et al., 2000]. Вкрапленники сложены анортоклазом, натриевым диопсидом, оливином и кварцем. Трахиты характеризуются высокой

щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=10,5-12,5\%$) и обогащенностью некогерентными элементами (рис. 3.10). Они сильно обогащены LREE ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=10,0-17,5$) и характеризуются резким Eu минимумом. Большая часть трахитов (за исключением одного образца) имеет сходные с базальтами значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70513–0,7054) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51258–0,51264, $\epsilon\text{Nd}=0$ до $-1,4$), что подразумевает сходство изотопного состава источников. Положительная корреляция между отношениями $1/\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в части образцов трахитов может свидетельствовать о частичной контаминации магм коровым материалом. Расчеты AFC моделей [Hsu et al., 2000] позволяют предположить возможность образования трахитов за счет фракционирования плагиоклаза, оливина, клинопироксена, фельдшпатоидов и магнетита из базальтовых магм при определенной роли корового материала.

К западу от массива Чаньбаошань располагается вулканический центр Лонган, образованный более 200 конусами щелочных базальтов на площади свыше 1200 км² [Liu, 1988]. Юго-западнее плоскогорья Чаньбаи потоки субщелочных и толеитовых базальтов и шлаковые конуса щелочных базальтоидов формируют среднеплейстоценовый ареал Куаньдянь, который занимает площадь размером приблизительно 35 на 15 км [Basu et al., 1991; Tatsumoto et al., 1992]. Основной объем вулканических пород представлен базанитами; в нижней части плато отмечается несколько потоков оливиновых толеитов. Базаниты характеризуются умеренно высокими концентрациями титана ($\text{TiO}_2=1,7-2,2\%$) и щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,3-6,2\%$). Распределение REE фракционированное ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,0-3,6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=5,8-20,7$). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,70417–0,70474 и 0,51265–0,51283 ($\epsilon\text{Nd}=2,7-3,7$), как отношения изотопов свинца умеренно деплетированные (рис. 3.11, 3.12).

Базаниты содержат большое количество ксенолитов, среди которых различаются шпинелевые лерцолиты (>90 об.%), амфибол- и гранатсодержащие пироксениты и лерцолиты, мегакристы клинопироксенов, граната, анортоклаза, амфиболов, флогопита и ильменита [Tatsumoto et al., 1992]. Шпинелевые лерцолиты и гранатовые пироксениты ареала Куаньдянь отличаются в целом наиболее низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70289–0,70398) и наиболее высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51289–0,51306) и $^3\text{He}/^4\text{He}$ отношениями среди ксенолитов восточной части Китая, а также сильно варьирующими величинами $\Delta 8/4\text{Pb}$ ($-15,8$ до $+72,1$) [Tatsumoto et al., 1992; Xu et al., 1998]. В мегакристаллах гранатов отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяются в пределах 0,70475–0,70583 при сходстве высоких значений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51282–0,51293) и $\Delta 8/4\text{Pb}$ (6,8–23,5).

В восточной части Северо-восточного Китая располагается группа вулканических ареалов плейстоценового возраста, отличающаяся высококалиевым составом базальтоидов и включающая центры Удалянчи, Эркешань, Гэлоу Нуомин и Цяугулихе, занимающие площадь свыше 3000 км² (рис. 3.9). Выделяются три фазы вулканических извержений в этих ареалах [Whitford-Stark, 1987; Zhang, 1992]: средне-позднемиоценовая (7–16,5 млн лет), позднеплиоценовая-плейстоценовая (0,13–2,3 млн лет) и современная (до 1721 г.), причем наиболее продуктивной была вторая фаза.

Ареалы Удалянчи, Эркешань и Гэлоу располагаются в северной части рифтовой впадины Сяляо на стыке со структурами Малого Хингана, тогда

как ареалы Нуомин и Цяугулихе приурочены к восточным склонам Большого Хингана. Калиевые вулканиды представлены в основном лейцитовыми базанитами, за исключением вулкана Удалянчи, где наряду с лейцитовыми базанитами известны оливиновые лейцититы и трахибазальты [Wang et al., 1989; Zhang, 1992; Zhang et al., 1995; 1998]. Породы умеренно порфиоровые. Вкрапленники образованы оливином ($\text{Fo}_{79,9-86,5}$), клинопироксенами ($\text{En}_{37,8-45,5}\text{Wo}_{42,5-47,3}\text{Fs}_{9,0-17,2}$) и лейцитом. В основной массе породы распознаются оливин, клинопироксены, лейцит, магнетит, нефелин, калиевые полевые шпаты, содалит и флогопит, погруженные в калиевое вулканическое стекло.

Содержание кремнезема в вулканидах изменяется от 43 до 55% при концентрации калия от 3,1 до 9,2% и $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,0-4,5$ (табл. 3.4). Магнезиальность изменяется от 51 до 77%, а в оливиновых лейцититах и лейцитовых базанитах, как правило, превышает 66%. Все породы сильно обогащены LILE и LREE, причем их максимальные концентрации отмечаются в базанитах Цяугулихе, а минимальные – в базанитах Нуомин. Концентрации HFSE относительно низкие (рис. 3.10). Все вулканиды характеризуются сильно дифференцированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,7-5,4$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=25,3-58,3$). Примечательно, что отношения La/Ce в базанитах Удалянчи увеличиваются с уменьшением возраста пород [Hsu et al., 1998], что может интерпретироваться как уменьшение степени их плавления. Калиевые породы характеризуются обогащением изотопами Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7046-0,70580$) и Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51265-0,51203$ ($\epsilon\text{Nd}=-3\div-7$), относительно низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (16,49–17,98) и варьирующими $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,37–15,51) и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (36,35–38,02) по отношению к NHRL (рис. 3.11, 3.12) [Zhang et al., 1998], причем наиболее деплетированные характеристики имеют породы ареала Нуомин, а обогащенные – ареала Цяугулихе.

Во всех ареалах (за исключением Цяугулихе) калиевые вулканиды содержат ксенолиты флогопитсодержащих шпинелевых лерцолитов и пироксенинов [Zhang et al., 1998]. Лерцолиты деплетированы базальтовыми компонентами ($\text{Al}_2\text{O}_3=0,4-1,6\%$, $\text{CaO}=0,11-2,33\%$, $\text{TiO}_2=0,01-0,11\%$), обогащены LILE и LREE, в первую очередь, K, Rb, Ba. Изотопный состав Sr и Nd в клинопироксенах из лерцолитов варьирует от слабо деплетированного до обогащенного ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7048-0,70516$, $\epsilon\text{Nd}=+6,9\div-2$) относительно CHUR.

В северной части Внутренней Монголии базальты Абага-Дариганга слагают обширное вулканическое плато, образованное потоками и шлаковыми конусами базальтов. Выделяются [Zhou et al., 1988] три этапа вулканической деятельности: 1) раннемиоценовый, представленный щелочными базальтами, содержащими глубинные включения, и сменяющийся на рубеже 20 млн лет толеитовым вулканизмом; 2) конец раннего миоцена-позднемиоценовый, представленный переслаиванием щелочных и толеитовых базальтов, и 3) плиоцен-четвертичный, во время которого сначала накапливались толеитовые базальты, а затем – щелочные, содержащие глубинные ксенолиты.

В центральной части Восточного Китая проявления четвертичного вулканизма менее распространены. Они известны в ареале Уди, сложенным потоками оливиновых нефелинитов.

Циркум-Ордосская рифтовая система образована западной ветвью рифтовой зоны Иньчуань и восточной ветвью рифтовой зоны Шаньси (Фэн-Вэй),

Таблица 3.4. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Восточного Китая

Компонент	Ареал									
	Датон	Вэйчан		Хануоба			Уда- лянци	Цягу- лихе	Куаньдянь	
	№ образца, анализа									
	CH-2	WQ-6	WQ-7	DF-1	D-52	D-11	H-38	XGL	BC-2-4	BC-1-4
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	47,83	51,76	49,85	53,60	49,40	44,10	48,16	48,30	50,70	47,70
TiO ₂	2,90	2,12	2,24	1,23	1,84	2,42	2,29	3,18	1,77	2,19
Al ₂ O ₃	14,93	13,75	13,67	16,60	14,40	13,60	12,95	10,92	14,70	14,60
Fe ₂ O ₃	11,95	11,09	11,56	9,34	11,60	13,70	9,76	8,16	11,40	11,90
MnO	0,15	0,17	0,16	0,12	0,13	0,18	0,14	0,13	0,15	0,17
MgO	6,19	7,95	9,57	5,74	6,34	8,73	7,75	7,15	7,23	8,59
CaO	8,63	8,91	8,84	8,65	8,59	8,47	8,11	6,03	7,89	7,65
Na ₂ O	4,27	2,73	2,41	3,56	2,99	2,45	4,18	1,95	3,75	3,88
K ₂ O	1,30	1,07	1,45	0,82	0,78	1,92	4,59	8,77	1,54	2,34
P ₂ O ₅	0,19	0,35	0,44	0,2	0,28	0,81	1,11	1,7	0,38	0,6
Сумма	98,34	99,9	100,19	99,86	96,35	96,38	99,04	98,65	99,51	99,62
Rb	20	19	30	13,83	8,25	31,42	89	181	20,52	37,52
Ba	430	244	329	-	-	-	1912	4962	-	-
Sr	900	417	676	510,5	418,1	812,9	1653	1449	567,9	716,1
U	-	-	-	0,31	0,04	0,98	1,9	1,5	0,76	1,5
Th	6,69	-	-	1,29	1,14	4,41	8,1	8,3	3,69	5,79
Ta	3,90	-	-	-	-	-	4,1	3,3	-	-
Nb	-	21	25	-	-	-	72	65	-	-
Hf	5,61	-	-	-	-	-	6,9	22	-	-
Zr	280	170	174	-	-	-	373	832	-	-
Y	24	26	23	-	-	-	26,5	-	-	-
La	33,50	-	-	11,5	12,6	41,8	105	186	26,3	38,8
Ce	66,50	-	-	25	26	78	198	307	52	72
Nd	35,50	-	-	12	15	37	82	142	24	35
Sm	8,34	-	-	2,94	3,9	7,82	13,3	22,7	5,48	7,31
Eu	2,75	-	-	1,25	1,45	2,53	3,7	5,2	1,7	2,46
Tb	1,09	-	-	0,4	0,6	1,2	1,0	1,7	0,8	1,0
Yb	1,78	-	-	1,02	1,44	1,33	1,4	2,1	1,41	1,92
Lu	-	-	-	0,15	0,19	0,19	0,2	0,26	0,2	0,27

Примечание. Анализы: 1, 3, 10 – щелочные оливиновые базальты, 2, 4, 5, 9 – толеиты, 6–8 – базаниты. 1 – по [Nakamura et al., 1989; 1990], 2–3 – по [Fan, Hooper, 1991], 4–6, 9–10 – по [Basu et al., 1991], 7, 8 – по [Zhang et al., 1998].

окружающими Ордосский докембрийский массив (рис. 3.9) [Милановский, 1993]. В отличие от Восточно-Китайской рифтовой системы, в Ордосской системе вулканизм проявлен относительно слабо, и вулканические ареалы приурочены преимущественно к зоне сочленения рифтовых зон Иньчуань и Шаньси. Наиболее ранние, раннемиоценовые проявления вулканизма в этом районе известны в ареале Вэйчан, расположенном на северном замыкании рифтовой системы и приуроченном к субмеридиональной зоне сдвиговых нарушений, а также в ареале Хануоба, расположенном непосредственно в зоне рифта Шаньси.

Раннемиоценовые (22–23 млн лет) базальты ареала Вэйчан представлены высокотитанистыми разностями и по химическому составу разделяются на толеитовую и щелочную серии [Fan, Hooper, 1991]; среди пород щелочной серии различаются щелочные оливиновые базальты и оливиновые нефелиниты, а базальты толеитовой серии содержат *Qtz*- и *Ol*-нормативные разности.

Ранне-среднемиоценовый ареал Хануоба (~300 км²) образован переслаиванием щелочных и толеитовых базальтов с осадочными породами общей мощностью до 400 м при подчиненной роли *Ol* толеитов [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Zhi et al., 1990]. Базальты и базаниты характеризуются умеренным обогащением некогерентными элементами (рис. 3.10а; табл. 3.4) и фракционированным поведением REE ($La_n/Sm_n=2,0-3,6$; $La_n/Yb_n=5,8-20,7$). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$, как и отношения изотопов свинца (рис. 3.11, 3.12) умеренно деплетированные в базанитах (0,70408–0,70417 и 0,51289–0,51294 ($\epsilon Nd=4,9-5,9$), $^{206}Pb/^{204}Pb=17,66-17,85$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,39-15,44$; $^{208}Pb/^{204}Pb=37,51-37,70$ и $\Delta 8/4Pb=53-57$), становятся более обогащенными в оливиновых толеитах (до 0,70497; 0,51268 ($\epsilon Nd=0,8$) и 65–73 соответственно).

В южной части раннемиоценового комплекса ареала Хануоба в базальтоидах присутствуют ксенолиты глубинных пород, среди которых выделяются шпинелевые лерцолиты, вебстериты и пироксениты, причем последние отмечаются только в щелочных оливиновых базальтах [Song, Frey, 1989; Song et al., 1990]. Среди шпинелевых лерцолитов по изотопно-геохимическим характеристикам выделяются [Song, Frey, 1989; Tatsumoto et al., 1992]: деплетированная ($La_n/Yb_n=0,26-0,64$; $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7026-0,7036$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51296-0,51350$; $\Delta 7/4Pb=-10$ до $-7,5$) и обогащенная ($La_n/Yb_n=1,1-3,3$; $^{87}Sr/^{86}Sr=0,7038-0,7042$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51254-0,5130$; $\Delta 7/4Pb=5,0-7,6$) группы, однако, часть лерцолитов имеет Sr-Nd изотопный состав, подобный низко-Nd компоненту мантии ($LoNd$) по С. Харту [Hart, 1988]. Гранатовые пироксениты имеют более высокие отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70496) и низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51289), чем шпинелевые лерцолиты. Иной изотопный состав имеют флогопитовые пироксениты, характеризующиеся экстремально высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,71167–0,7223) и низкими $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51134–0,51136) и отражающие древнюю метасоматизированную литосферу в этом регионе.

Базальты среднемиоценового комплекса относятся к толеитовой серии и по нормативному составу являются *Qtz*-толеитами [Fan, Hooper, 1991]. Они отличаются менее фракционированным поведением REE ($La_n/Sm_n=2,3-2,4$; $La_n/Yb_n=7,4-8,2$), чем щелочные базальты и имеют более обогащенный изотопный состав Pb ($\Delta 8/4Pb=76-78$) при сходстве величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,70382–0,70417; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51276-0,51284$ ($\epsilon Nd=2,3-3,9$ соответственно) рис. 3.11, 3.12).

Вулканический ареал Датун сформирован миоценовыми лавовыми потоками оливиновых толеитов и плейстоценовыми шлаковыми конусами щелочных оливиновых базальтов и базанитов, занимающими площадь около 50 км² [Basu et al., 1991]. Толеиты и щелочные базальты сильно обогащены некогерентными элементами (рис. 3.10). Отношения La_n/Yb_n изменяются от 11,2 в толеитах, до 7,5–32 в щелочных базальтах. Толеиты имеют более высокие значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70473) и более низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,5128; $\epsilon Nd=3,2$), чем щелочные базальты (0,7038 и 0,5129; $\epsilon Nd=5,1$), при сходстве отношений изотопов свинца ($^{206}Pb/^{204}Pb=17,40-17,85$; $^{207}Pb/^{204}Pb=15,41$; $^{208}Pb/^{204}Pb=37,29-37,94$ и $\Delta 8/4Pb=61-62,5$) (рис. 3.11, 3.12).

Потоки позднемиоценовых (7,5–8,5 млн лет) базальтов ареала Гинин занимают площадь около 1000 км² при средней мощности около 100 м (редко достигающей 300 м). Постройки центрального типа редки и известны в ареале Пиньян, где образуют два шлаковых конуса и несколько даек; ранняя фаза ареала сложена щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, на поздней – происходит накопление оливиновых толеитов и оливиновых нефелинитов [Fan, Hooper, 1991].

Кайнозойский вулканизм в Корейском регионе

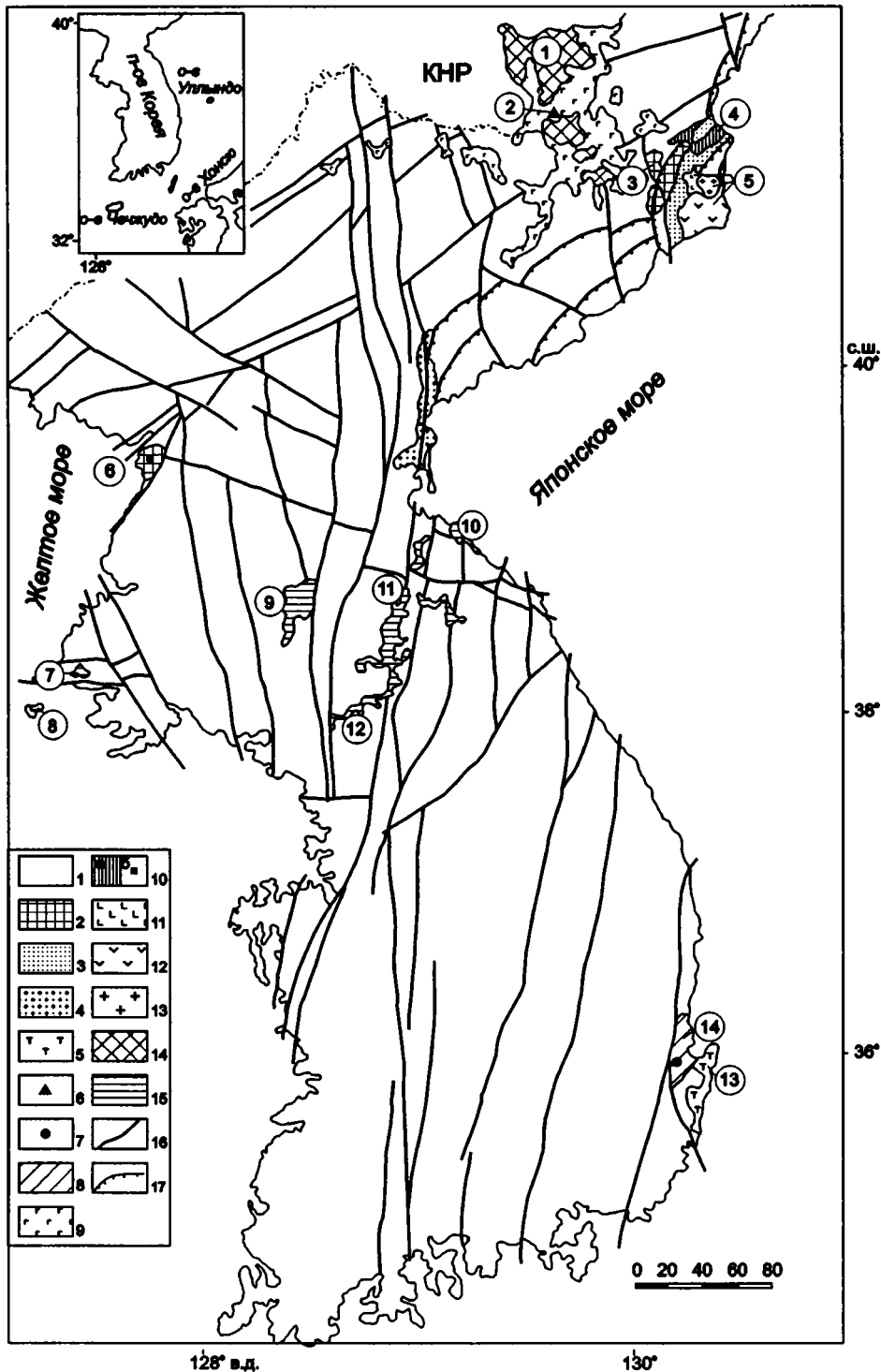
Тектоническая структура Корейского полуострова включает досинийские континентальные блоки с синийско-раннекаледонским чехлом, разновозрастные мезозойские складчато-покровные зоны с сопровождающими их полями мигматитов и гранитоидов, мезозойские впадины, мезозойско-раннекайнозойские окраинно-континентальные вулканические пояса, кайнозойские системы сдвигов, надвигов и грабенов, сочетающиеся с грабеновыми терригенными и магматическими формациями [Филатова и др., 1991].

Кайнозойские вулканические породы п-ова Корея слагают многочисленные разрозненные ареалы; концентрирующиеся, главным образом, в северной части региона (рис. 3.13). Все они сформировались в обстановке растяжения и приурочены к зонам разломов субмеридиональной и северо-восточной ориентировки [Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2000; 2002; Федоров и др., 2002].

Вонсан-Сеульская система разломов, имеющая субмеридиональное простирание, пересекает весь Корейский перешеек, скрываясь на юго-западе в Желтом, а на северо-востоке в Японском морях. Ее составляющие характеризуются как сдвиговыми, так и сбросовыми перемещениями, приведшими в олигоцене к образованию грабенов, наиболее крупные из которых (Кильчу-Менчхонский, Чхильбосанский, Пхохан-Яннам) приурочены к обрамлению Японского моря. Вдоль составляющих Вонсан-Сеульской системы разломов также широко распространены плиоцен-четвертичные вулканы, образующие обширные поля в северо-восточной и центральной частях Кореи.

К сдвигам северо-восточной ориентировки магматические проявления приурочены редко, и лишь вблизи г. Анжу базальты образуют отдельные потоки [Геология Кореи, 1964].

Третья система разломов северо-западной до субмеридиональной ориентировки нарушает составляющие первых двух систем и, в частности, пересекает



← Рис. 3.13. Схема расположения ареалов кайнозойских вулканических пород в пределах п-ова Корея [Федоров, Филатова, 2001]

1 – докембрийские-мезозойские образования; 2 – верхнеэоценовые-олигоценые терригенно-вулканогенные породы (включая шошонитовую серию); 3–6 – нижнемиоценовые образования: 3 – терригенные морские, 4 – терригенные континентальные, 5 – преимущественно вулканогенные дифференцированной толеитовой серии, 6 – базальты умереннощелочной серии; 7, 8 – среднемиоценовые образования: 7 – морские терригенные, 8 – базальты щелочной серии; 9–13 – плиоцен-четвертичные образования: 9 – базальты толеитовой и умереннощелочной серии нерасчлененные, 10 – базальты толеитовой серии (а – ареал, б – единичный выход), 11 – базальты щелочной серии, а также трахиты и щелочные риолиты нерасчлененные, 12 – базальты умереннощелочной серии, а также трахиты и щелочные риолиты нерасчлененные, 13 – щелочные игнимбриты; 14, 15 – четвертичные вулканогенные образования; 14 – трахиты и щелочные риолиты (включая пемзы), 15 – базальты щелочной серии; 16–17 – основные кайнозойские разрывные нарушения: 16 – преимущественно сдвиги, 17 – листрические сбросы. Цифрами на схеме обозначены главные вулканические ареалы: 1 – Пэктусан, 2 – Онсупхен, 3 – Намсок грабена Кильчу-Менчхон, 4 – Мёнган, 5 – ареалы горста Чхильбосан, 6 – Анджу, 7 – Чаньён, 8 – Пэннёндо, 9 – Синге-Коксан, 10 – Тхончхон, 11 – Вонсан, 12 – Чунгарён, 13, 14 – ареалы грабена Пхохан-Яннам: 13 – зоны Яннам, 14 – зоны Пхохан.

На врезке показано местоположение ареалов плиоцен-четвертичной дифференцированной серии о-вов Чечжудо и Уллындо

Вонсан-Сеульскую систему разломов, определяет структурную локализацию наиболее крупных ареалов – Пэктусанского и Чхильбосанского. Во время вулканических эпизодов все эти разломы играли роль сбросов или, чаще, сдвигов. Структурно продукты кайнозойского вулканизма располагаются в узких раздвиговых впадинах, реже в грабенах или образуют вдоль разломов лавовые плато, иногда венчающиеся вулканическими постройками центрального типа.

Проведенные исследования с учетом опубликованных данных позволили выделить в пределах Корейского региона четыре разновозрастных вулканических комплекса: олигоценовый, миоценовый, плиоцен-четвертичный и четвертичный.

Олигоценовый комплекс. Олигоценовый вулканический комплекс слагает ареал Намсок, который протягивается вдоль северо-западного борта грабена Кильчу-Менчхон (рис. 3.14). Комплекс образован массивными лавами в нижней части, грубообломочными туфами в средней и миндалекаменными лавами с подчиненным количеством пирокластики в верхней части разреза [Федорчук, Филатова, 1993]. Вулканиты (мощностью 800–1000 м) залегают на угленосной свите иондон с флорой эоцена–олигоцена и перекрываются терригенными отложениями менчхонской свиты нижнего миоцена [Геология Кореи, 1964; 1993].

Ареал Намсок сложен преимущественно базальтами с резко подчиненным количеством андезитобазальтов [Федорчук и др., 1989]. Вкрапленники базальтов – железистый хризолит (Fe_{89-71}), низкотитанистый авгит ($\text{En}_{42,1-45,6}\text{Wo}_{42,7-44,1}\text{Fs}_{10,3-15,2}$; $\text{TiO}_2=0,55-0,78\%$) (рис. 3.15), лабрадор-андезин (An_{66-55}). Структура основной массы серийно-порфировая, реже интерстиционная.

Базальты отличаются высоким содержанием щелочей (табл. 3.5; рис. 3.16) и по соотношению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,8-1,1$ принадлежат шошонитовой серии. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (0,7–1,3%), повышенные P_2O_5 (0,33–0,44%). Концентрации когерентных элементов низкие ($\text{Ni}=40-65$ г/т, $\text{Sc}=21-27$ г/т). Базальты отличаются дифференцированным спектром распределения

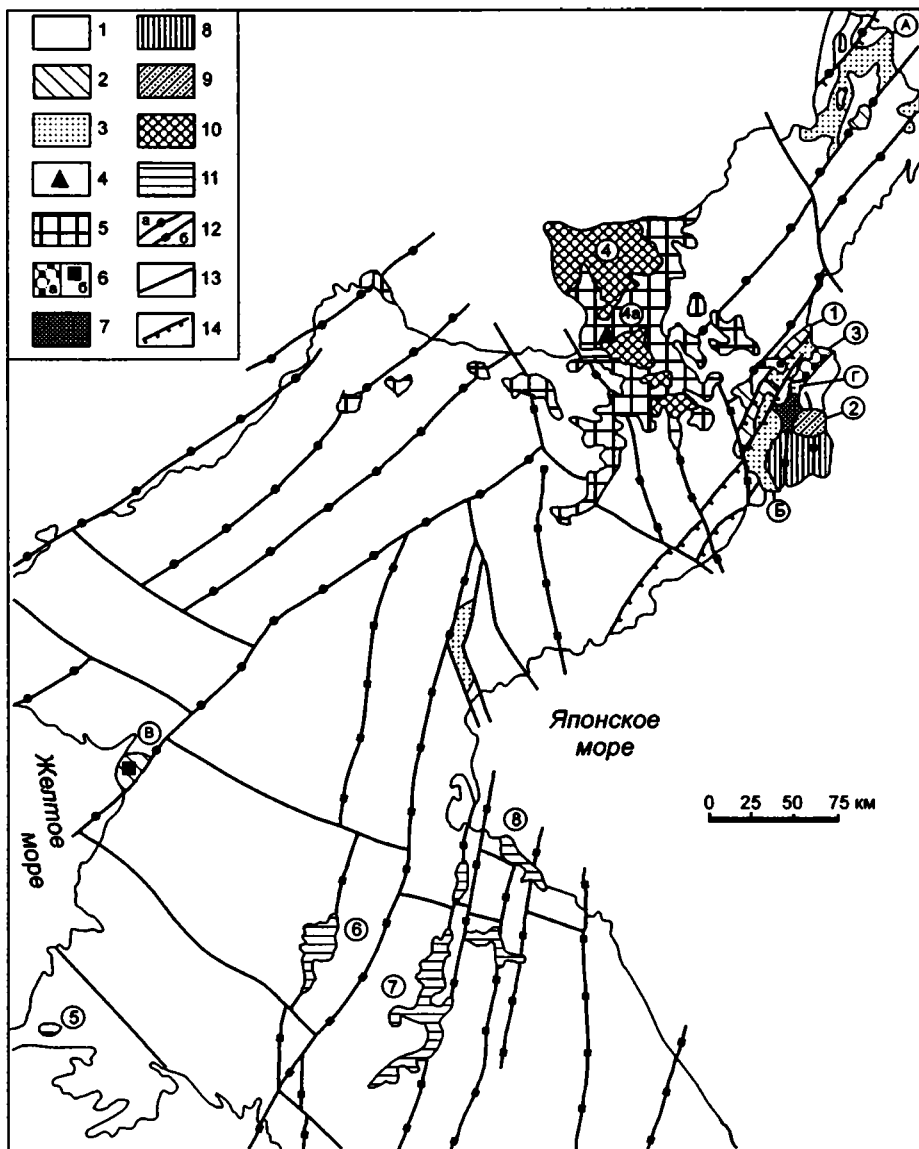


Рис. 3.14. Схема размещения кайнозойских вулканических комплексов в северной части Корейского полуострова [Федорчук, Филатова, 1993]

1 – докембрийские–мезозойские образования; 2 – верхнеэоцен–олигоценые терригенно-вулканогенные породы; 3 – миоценовые терригенные отложения; 4 – неогеновые щелочные базальты; 5–9 – плиоцен–четвертичные вулканогенные образования: 5 – базальты толеитовой и умереннощелочной серий, нерасчлененные, 6 – базальты толеитовой серии (а – вулканическое поле, б – единственный выход), 7 – базальты щелочной серии, а также трахиты и щелочные риолиты, нерасчлененные, 8 – базальты умереннощелочной серии, а также трахиты и щелочные риолиты, нерасчлененные, 9 – щелочные игнимбриты; 10–11 – четвертичные вулканогенные образования: 10 – трахиты и щелочные риолиты, 11 – щелочные базальты; 12–13 – сдвиги и сбросы; 14 – листрические сбросы. Буквами на схеме обозначены структуры: грабены – А – Оречхон, Б – Кильчу–Менчхон, В – Анджу, горст – Г – Чхильбосан; цифрами – главные вулканические поля: 1 – Намсок, 2 – Чхильбосан, 3 – Мёнган, 4 – Пэктусан, 4а – Онсупхен, 5 – Чаньён, 6 – Синге–Коксан, 7 – Вонсан, 8 – Тхончхон

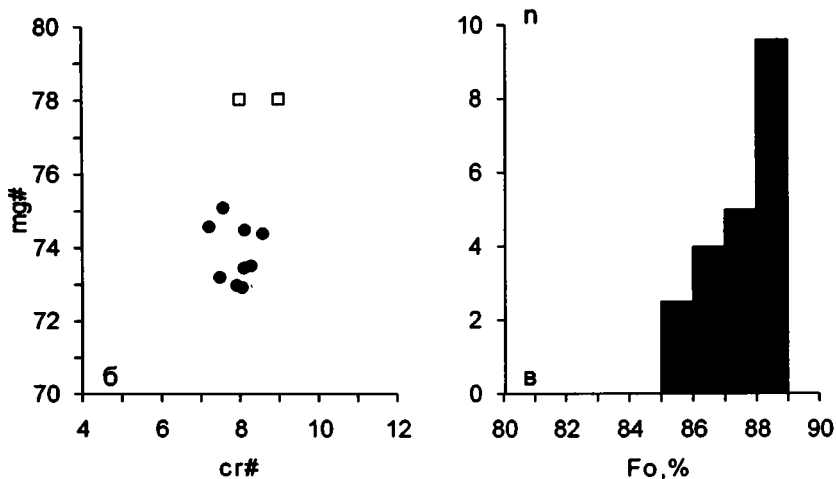
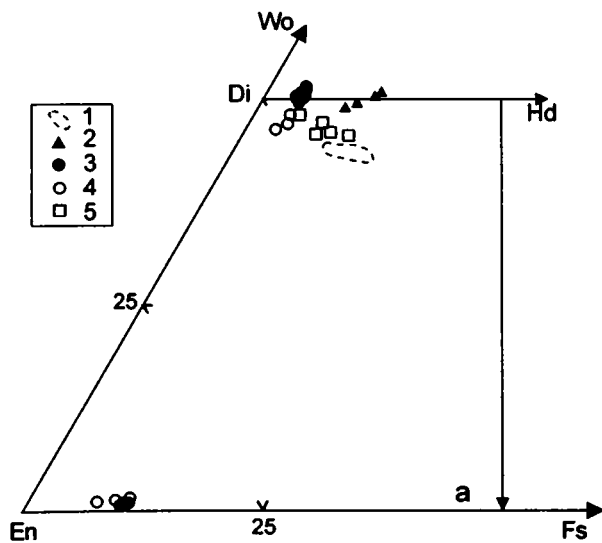


Рис. 3.15. Состав минералов из кайнозойских базальтов и ксенолитов шпинелевых лерцолитов Корейского региона

1 – шошониты олигоценового комплекса, ареал Намсок [Федорчук и др., 1989], 2 – щелочные базальты плиоцен-четвертичного комплекса, 3 – шпинелевый лерцолит, ареал Чаньён, 4 – шпинелевый лерцолит, остров Пэннёндо [Park, Park, 1996], 5 – щелочные базальты четвертичного комплекса, остров Пэннёндо [Park, Park, 1996]

несовместимых элементов при высоком содержании крупноионных литофилов (LILE) и дефиците HFSE ($Ba/Nb=230-280$; $Th/Ta=6,5-12$), а также сильной отрицательной Ta-Nb аномалией (рис. 3.17), что сближает их с надсубдукционными магматическими образованиями. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18a) базальты также располагаются в поле островодужных пород. Однако

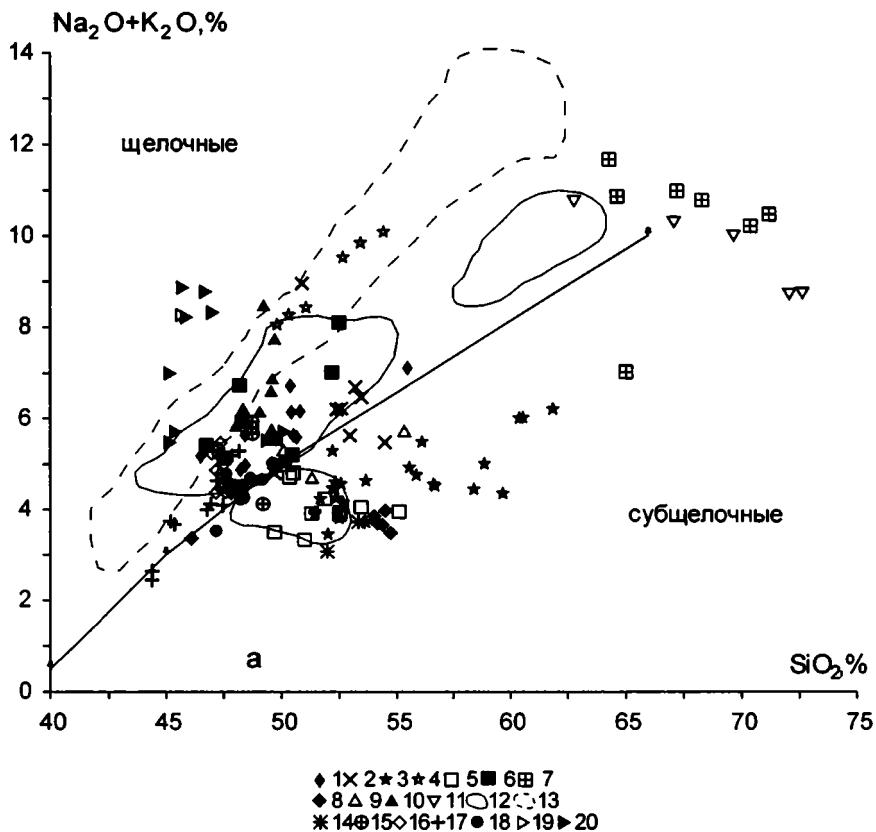


Рис. 3.16. Петрохимические характеристики кайнозойских вулканических пород Корейского региона

1 – олигоценый комплекс, ареал Намсок; 2–4 – миоценовый комплекс, ареалы: 2 – Онсупхен, 3, 4 – грабен Пхохан-Яннам: 3 – зона Пхохан, 4 – зона Яннам; 5–14 – плиоцен-четвертичный комплекс, ареалы: 5, 7 – Пэктусан: 5 – толеиты, 6 – щелочные базальты, 7 – трахиты и щелочные риолиты, 8 – Мёнган, 9, 11 – ареалы горста Чхильбосан: 9 – умереннощелочные базальты, 10 – щелочные базальты, 11 – трахиты и щелочные риолиты, 12 – Чечжудо, 13 – Уллындо, 14 – Анджу; 15–20 – четвертичный комплекс, ареалы: 15 – Синге-Коксан, 16 – Вонсан, 17 – Тхончхон, 18 – Чунгарён, 19 – Чаньён, 20 – Пэньнёндо. Линия раздела щелочных и субщелочных пород по [Irvine, Baragar, 1971], известково-щелочных (СА) и толеитовых (ТН), по [Miyashiro, 1974]. Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [Kane et al., 1985; Nakamura et al., 1990; Shimazu et al., 1990; Park, Kwon, 1993; Lee et al., 1994; Park, Park, 1996; Song et al., 1997 и др.]

распределение REE слабо фракционированное ($La_n/Sm_n=1,9-2,3$; $La_n/Yb_n=5,2-6,3$) (рис. 3.19), в отличие от шошонитов островных дуг и активных континентальных окраин. Подобное распределение REE известно в кайнозойских шошонитах зон растяжения континентальных окраин и островных дуг, например, кирганикской свиты Срединного хребта Камчатки [Федоров, Дубик, 1990], Кекукнайского вулкана Камчатки [Волынец и др., 1986; 1990a] и на острове Вити Леву [Gill, 1970]. Кроме того, приуроченность шошонитов Намсок к грабену Кильчу-Менчхон на северном обрамлении Японского моря позволяет связывать их формирование с первыми фазами растяжения края континента [Федорчук, Филатова, 1993].

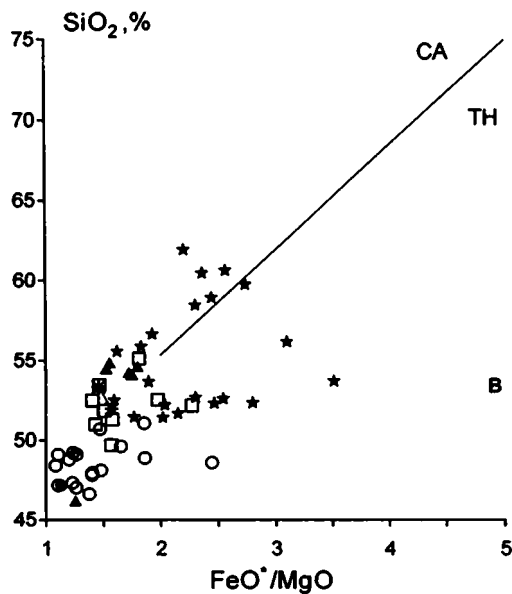
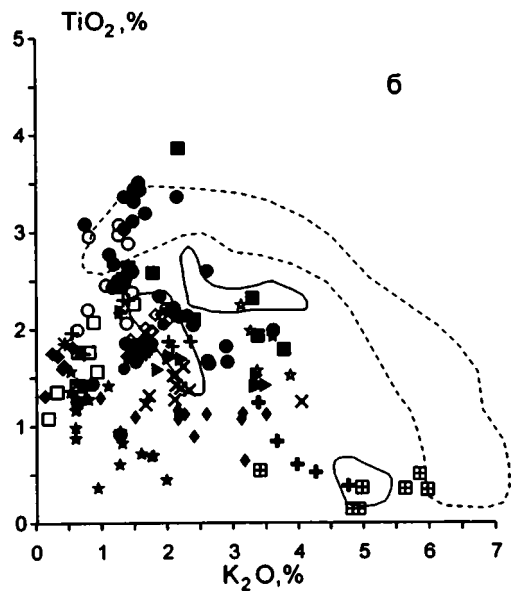


Рис. 3.16. Окончание

Миоценовый комплекс. Проявления миоценового вулканизма известны на северо-западе п-ва Корея (ареал Онсупхен) и в грабене Пхохан-Яннам на юго-востоке Кореи (рис. 3.13). Породы Онсупхенского ареала несогласно залегают на мезозойских образованиях и несогласно перекрыты плиоцен-четвертичными вулканитами (рис. 3.14). Судя по K-Ar датировкам базальтов этого комплекса в пределах смежного района Китая [Liu, 1987; 1988; Xie et al.,

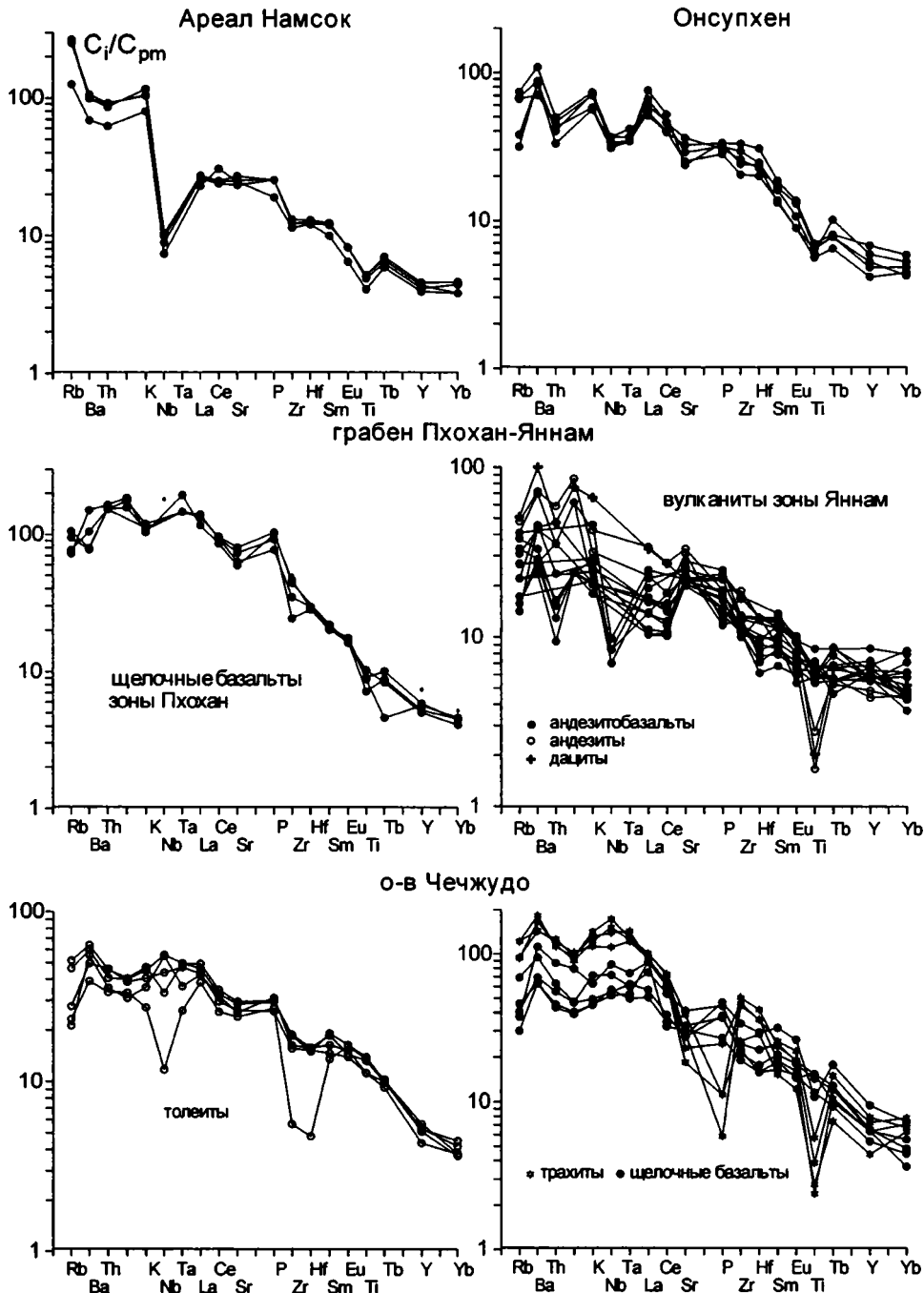
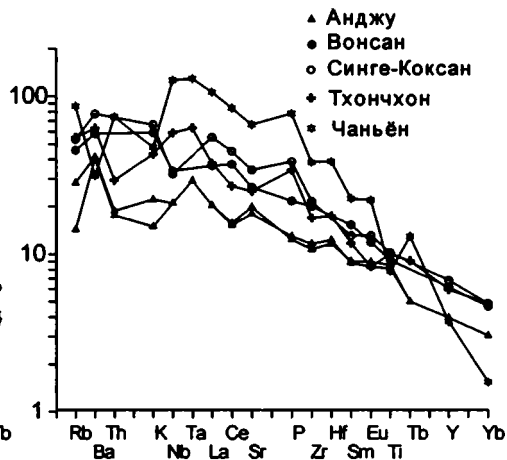
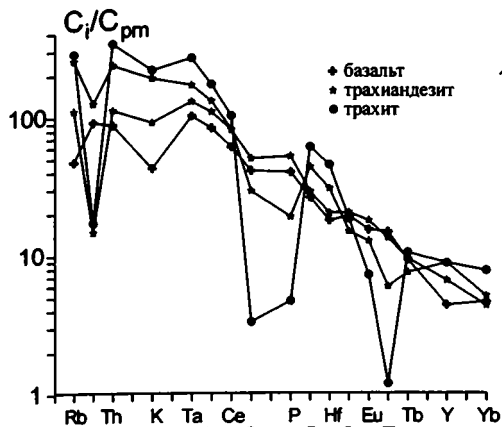


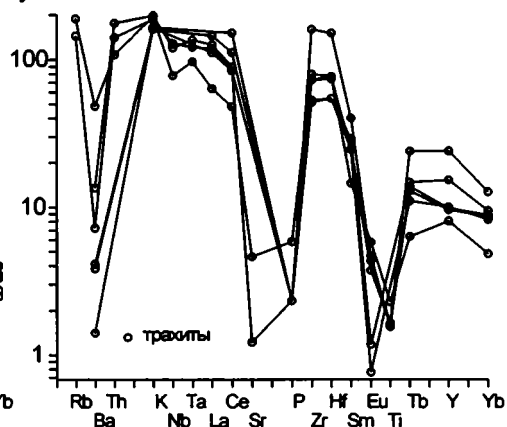
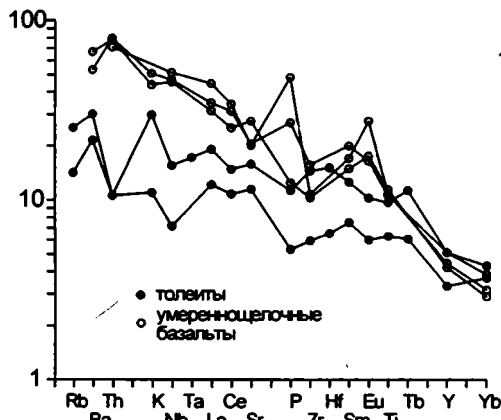
Рис. 3.17. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканических породах Корейского региона

Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [Nakamura et al., 1990; Park, Kwon, 1993; Song et al., 1997]

о-в Уллындо



Пэктусан



Чхильбосан

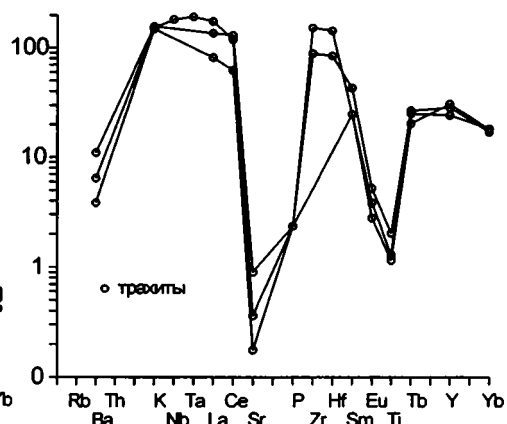
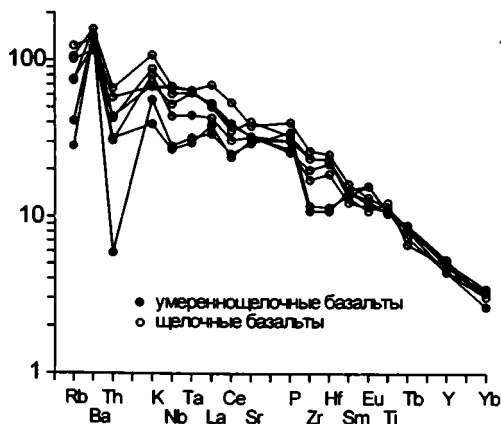
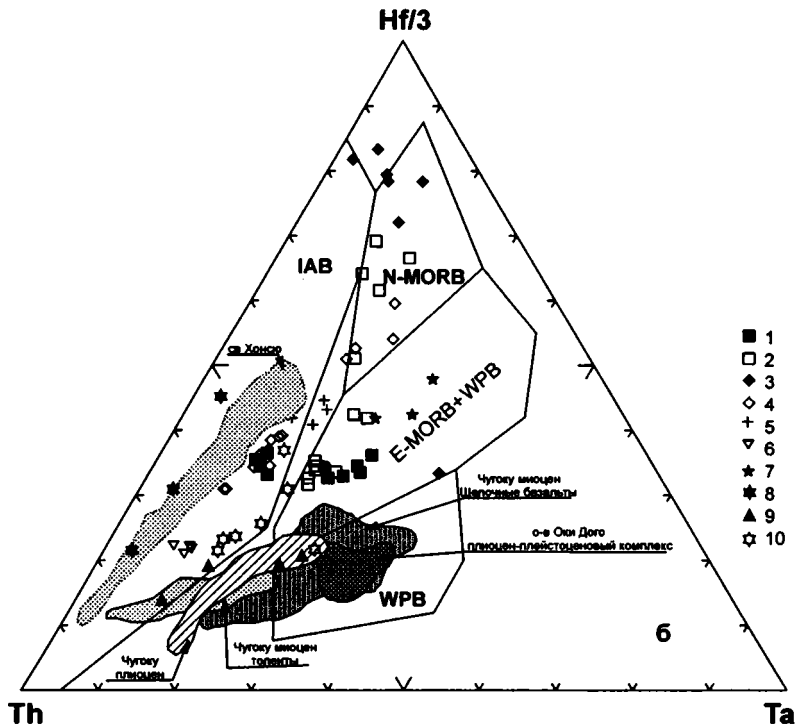
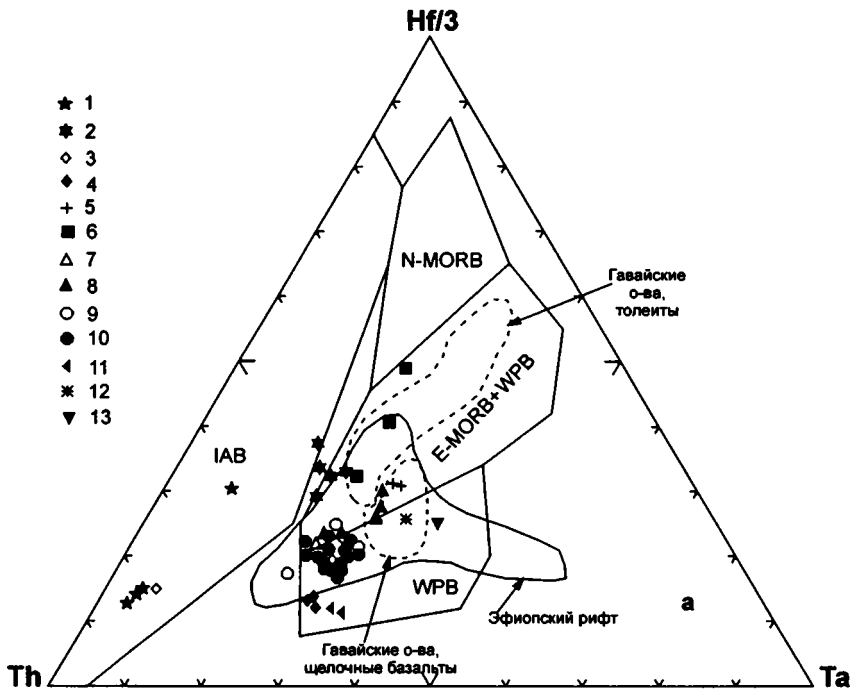


Рис. 3.17. Окончание



← Рис. 3.18. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для кайнозойских Корейско-Япономорского региона.

А. Корея. Комплексы: 1 – олигоценый, Намсок; 2–4 – миоценовый: 2 – Онсупхен, 3–4 – грабен Пхохан-Яннам; 3 – зона Яннам, толеиты, 4 – зона Пхохан, щелочные базальты; 5–11 – плиоцен-четвертичный: 5 – Анджу, 6 – Пэктусан, толеиты, 7–8 – ареалы горста Чхильбосан: 7 – умеренно-щелочные базальты, 8 – щелочные базальты; 9–10 – Чечжудо, -9 – толеиты, 10 – щелочные базальты 11 – Уллындо [Nakamura et al., 1990], 12–13 – четвертичный: 12 – Чаньён, 13 – Тхончхон.

Б. Япономорский регион. 1–5 – скважины ODP [Poucllet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992]: 1–2 – 794: 1 – верхний комплекс, 2 – нижний комплекс, 3–4 – 797: 3 – верхний комплекс, 4 – нижний комплекс, 5 – 795; 6–7 – о-в Сикоку, Япония [Hibbard, Karig, 1990]: 6 – комплекс Сиина, 7 – комплекс Маруяма, 8–9 – о-в Оки Дого [Uto et al., 1994]: 8 – раннемиоценовый комплекс, шошониты, 9 – позднемиоценовый комплекс, щелочные базальты; 10 – среднемиоценовые толеиты зоны Мацуе, по [Uto et al., 1994].

Поля составов базальтов о-ва Оки Дого, плиоцен-плейстоценовый комплекс, по (Nakamura et al., 1989, 1990; Uto et al., 1994), р-на Чугоку, ю-з Хонсю по (Morris, Kagami, 1989; Nakamura et al., 1989, 1990; Iwamori, 1992; Miyake, 1994), с-в Хонсю [Sakuyama, Nesbitt, 1986, Shuto, Yashima, 1990, Kersting et al., 1996, Shibata, Nakamura, 1997], Гавайских о-вов по (Budahn, Schmitt, 1985; Chen, Frey, 1985; Lanphere, Frey, 1987 и др.), Эфиопского рифта по (Hart et al., 1989).

Поля базальтов различных геодинамических обстановок [Wood, 1980]: N-MORB – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB+WPB – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB – щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин

1988], их возраст оценивается в пределах 19,9–15,1 млн лет. Однако, наряду с преобладанием раннемиоценовых образований, не исключено присутствие базальтов рубежа раннего-среднего миоцена (15–13,5 млн лет) [Yun et al., 1993]. Комплекс имеет трехчленное строение при видимой мощности от 80 до 400 м. Его нижняя часть образована чередованием потоков агломератовых и массивных базальтов и андезитобазальтов, средняя – слоистыми терригенно-туфогенными породами с единичными потоками базальтов; верхняя часть разреза сложена базальтами [Федорчук, Филатова, 1993; Федоров, Филатова, 2002]. Вулканиды представлены миндалекаменными мелкопорфировыми и субафировыми разностями. Вкрапленники образованы оливин-клинопироксен-плагиоклазовой ассоциацией с резким преобладанием плагиоклаза. Структура основной массы серийно-порфировая.

Базальты и андезитобазальты ареала Онсупхен являются *Ol*-, реже *Hyp*-нормативными породами и отличаются умеренно высокими содержаниями щелочей (рис. 3.16; табл. 3.6) при умеренной доли калия в них ($K_2O/Na_2O=0,4-0,8$) [Федорчук, Филатова, 1993]. Характерны повышенные содержания TiO_2 (1,2–1,7%) (рис. 3.16), P_2O_5 (0,48–0,57%). Поведение щелочей, титана и распределение FeO^*/MgO -отношения позволяют характеризовать данные породы как умеренно щелочные. Распределение LILE в базальтах Онсупхенского ареала близко к таковым в олигоценых шошонитах Кильчу-Менчхонского грабена (рис. 3.16), отличаясь более низким содержанием Rb. Однако межэлементные отношения существенно выше, чем в упомянутых шошонитах ($Ba/Nb=37-47$; $Th/Ta=7-15$), и их концентрации HFSE сопоставимы с базальтами толеитовой серии OIB. $Ta-Nb$ минимум выражен отчетливо, хотя и не столь значительно как в породах олигоцена (рис. 3.17). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18a) фигуративные точки базальтов занимают проме-

Таблица 3.5. Представительные анализы вулканитов олигоценового комплекса Кореи (ареал Намсок)

Комп.	№ образца, анализа						
	K39	K38	K37	K37/1	K37/2	K229	K210
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	48,24	50,36	50,42	50,80	50,38	48,45	50,65
TiO ₂	1,07	0,89	1,07	1,13	1,12	1,09	1,16
Al ₂ O ₃	16,32	14,99	16,59	16,91	17,28	16,92	18,61
Fe ₂ O ₃	1,72	1,56	1,55	1,52	1,57	1,62	1,46
FeO	8,78	7,95	7,90	7,76	8,00	8,26	7,43
MnO	0,17	0,15	0,16	0,16	0,17	0,19	0,22
MgO	7,08	7,67	5,68	5,03	4,67	6,02	3,81
CaO	8,85	8,26	7,54	6,70	7,44	9,72	7,55
Na ₂ O	2,70	2,70	3,00	3,00	3,20	3,45	3,42
K ₂ O	2,17	2,41	3,13	3,15	3,51	1,52	2,16
P ₂ O ₅	0,34	0,33	0,44	0,44	0,44	0,63	0,56
п.п.п.	1,08	1,34	1,15	-	-	-	-
Сумма	98,52	98,61	98,63	96,61	97,78	97,87	97,03
Sc	27	21	23	21	22	-	-
Cr	140	100	150	60	53	-	-
Ni	80	111	55	-	-	-	43
Co	28	24	26	36	25	-	-
Rb	67	80	160	160	170	103	83
Sr	520	530	540	690	690	540	630
Ba	540	480	740	500	580	755	631
Hf	3,0	3,8	3,9	4	4,1	-	-
Zr	97	130	140	140	150	109	135
Y	19	18	19	20	21	24	24
Ta	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	-	-
Nb	4,7	5,3	6,4	7,1	7,5	-	-
Th	2,0	5,3	7,8	7,8	7,3	-	-
La	15,0	16,0	18,0	18	19	-	-
Ce	31,0	55,0	44,0	43	45	-	-
Nd	18,0	19,0	24,0	23	24	-	-
Sm	4,8	4,5	5,4	5,5	5,6	-	-
Eu	1,2	1,1	1,4	1,4	1,4	-	-
Tb	0,68	0,64	0,69	0,73	0,77	-	-
Yb	1,9	1,9	2,2	1,9	2,3	-	-
Lu	0,32	0,29	0,30	0,32	0,36	-	-

Примечание. Содержания петрогенных элементов и никеля по данным А.В. Федорчука.

Таблица 3.6. Представительные анализы вулканитов миоценового комплекса
Корен

КОМПОНЕНТ	Ареал									
	Онсупхен		Яннам						Пхохан	
	№ образца, анализа									
	К305-2	К305-1	214-3	2	214-7	58	60	60а	119-1	3
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50,13	52,39	51,67	52,01	53,66	55,90	56,33	60,20	52,67	49,81
TiO ₂	1,31	1,39	1,28	1,25	0,98	0,88	0,77	0,81	2,25	1,99
Al ₂ O ₃	16,46	18,36	18,47	18,64	21,53	18,03	17,49	17,02	16,51	18,27
Fe ₂ O ₃	0,99	1,09	-	-	-	8,56	7,14	6,31	-	-
FeO	5,03	5,58	9,79	9,18	7,53	-	-	-	6,85	7,84
MnO	0,28	0,20	4,55	0,20	0,28	0,15	0,15	0,14	0,11	0,12
MgO	3,90	5,32	0,19	4,32	2,14	3,89	3,68	2,73	6,44	5,66
CaO	9,20	6,22	9,53	10,69	9,00	7,44	7,12	5,39	3,94	6,70
Na ₂ O	3,25	4,00	3,61	2,81	4,02	3,14	3,29	3,71	6,39	4,43
K ₂ O	1,73	2,21	0,62	0,64	0,61	1,35	0,81	2,05	3,13	3,62
P ₂ O ₅	0,54	0,57	0,29	0,25	0,26	0,24	0,19	0,16	1,71	1,57
п.п.п.	6,12	1,35	-	-	-	0,30	2,86	1,30	-	-
Сумма	98,94	98,88	100,00	99,99	100,00	99,88	99,83	99,82	100,00	100,01
Sc	13	16	-	-	29	23,9	19,3	16,9	22	-
Cs	-	-	-	-	-	1,7	10,2	1,5	-	-
Rb	24	47	17,2	11	13,4	32,4	49,2	53,5	46	61
Ba	580	760	190	-	425	397,3	317,2	339,8	1053	-
Sr	610	680	432,1	481	513,1	463,0	705,8	399,0	1252	1499
U	-	-	-	-	-	0,63	1,32	0,81	-	-
Th	3,6	4,2	3	-	2	2,91	4,80	5,35	14,0	-
Pb	-	-	-	-	-	12	11	12	-	-
B	-	-	-	-	-	15	13	10	-	-
Ta	1,4	1,7	-	-	-	1,59	0,47	0,36	8,0	-
Nb	23	26	-	6	-	5,16	4,85	5,25	-	125
Hf	7,6	7,3	4	-	3	3,35	3,09	1,04	9,0	-
Zr	330	270	112	130	129	153,6	137,8	168	525	542
Y	27	22	26	25	31	25,1	20,5	20,1	23	33
La	41,0	35,0	11,73	9,6	12,1	16,60	18,63	19,99	80,13	84,3
Ce	82,0	70,0	26,55	-	22,64	27,20	39,58	43,49	152,21	-
Pr	-	-	4,79	-	4,13	4,33	4,28	4,27	15,87	-
Nd	37,0	30,0	20,99	-	17,53	20,71	18,85	20,09	58,15	-
Sm	7,2	5,9	5,77	4,1	4,67	4,52	3,83	4,15	9,13	9,2
Eu	1,8	1,5	1,70	0,9	1,45	1,28	1,11	1,14	2,75	2,8
Gd	-	-	6,27	-	5,46	4,41	3,65	3,83	7,07	-

Окончание таблицы 3.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Tb	1,1	0,84	0,94	-	0,81	0,63	0,53	0,59	0,91	-
Dy	-	-	-	-	-	4,00	3,25	3,19	-	-
Ho	-	-	1,18	-	1,1	0,80	0,70	0,64	0,90	-
Er	-	-	3,49	-	3,27	2,26	1,94	1,74	2,48	-
Tm	-	-	-	-	-	0,42	0,37	0,32	-	-
Yb	2,6	2,4	3,06	3,5	2,89	2,27	2,03	1,62	2,03	2,5
Lu	0,40	0,35	0,38	0,34	0,41	0,36	0,33	0,23	0,28	0,22

Примечание. Образцы: 3, 5 – по [Song et al., 1997]; 9, 10 – по [Shimazu et al., 1990].

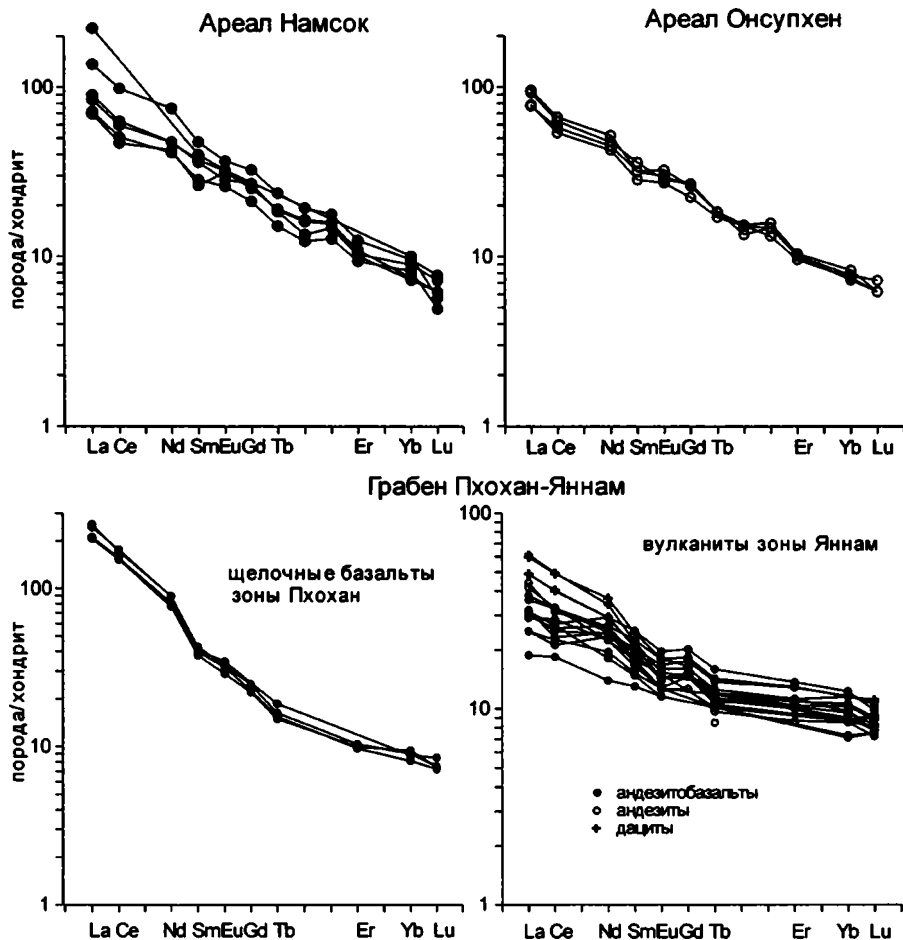


Рис. 3.19. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканических породах Корейского региона

Наряду с оригинальными анализами, использованы данные из [Nakamura et al., 1990; Park, Kwon, 1993; Song et al., 1997; Choi et al., 2002]

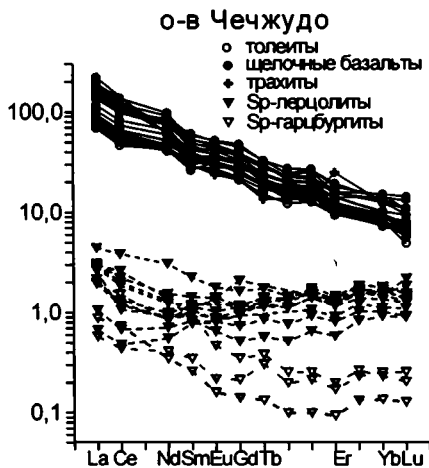
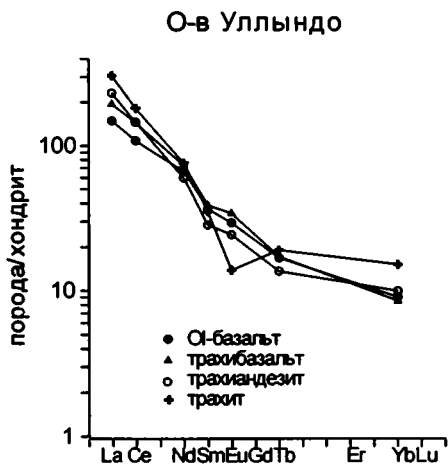
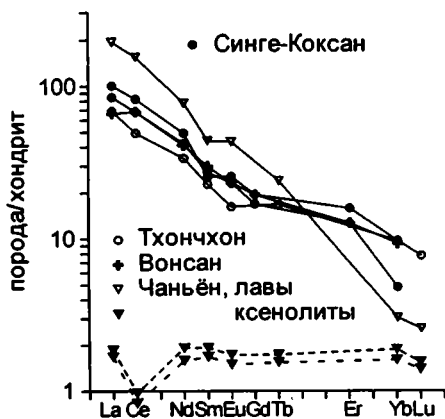
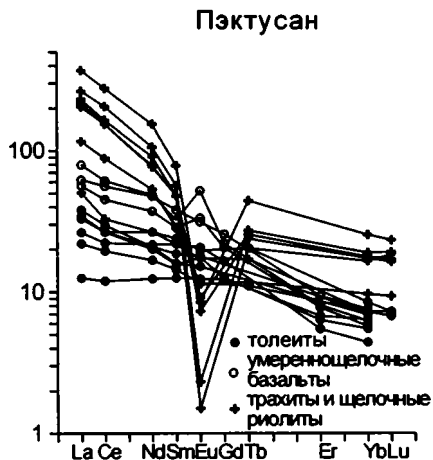
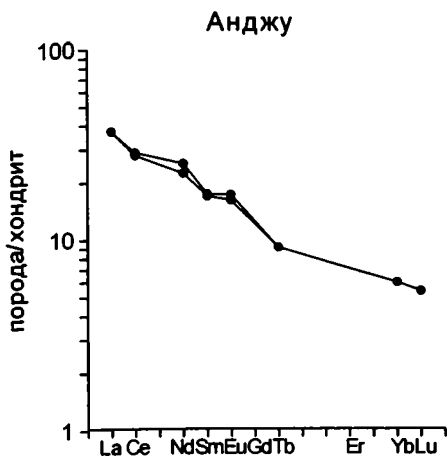


Рис. 3.19. Окончание

жуточную область между составами островодужных и внутриплитных базальтов, отчетливо смещаясь в область последних. Распределение REE фракционированное ($La_n/Sm_n=2,9-3,7$; $La_n/Yb_n=8,1-15,5$) (рис. 3.19), сходное с таковым в щелочных базальтах ОИВ.

В ограниченном разломами миоценовом грабене Пхохан-Яннам северо-восточной ориентировки (рис. 3.20) выделяются две разновозрастные зоны – раннемиоценовая юго-восточная Яннам и среднемиоценовая северо-западная Пхохан.

Зона Яннам образована чередованием терригенно-туфогенных пород и эффузивов, несогласно, с конгломератами в основании, залегающих на меловых-палеогеновых вулканитах Корейско-Японского окраинно-континентального вулканического пояса. Возраст эффузивов зоны Яннам охватывает интервал 22,6–14,6 млн лет (K-Ar определения), хотя преобладающие значения составляют 22,4–17,0 млн лет [Lee, Pouclet, 1988; Shimazu et al., 1990].

Зона Пхохан образована трансгрессивной серией среднемиоценовых терригенных пород (конгломератов, песчаников, сланцев), большая часть которых представлена палеонтологически охарактеризованными морскими фациями [Yoon, 1997 и др.]. Эти терригенные породы интродуцированы субвулканическими телами щелочных базальтов мощностью до 30 м [Shimazu et al., 1990]. Возраст базальтов (K-Ar датировки) лежит в пределах 15,2–13,6 млн лет [Song et al., 1997].

Раннемиоценовые вулканические образования зоны Яннам дифференцированы от базальтов до дацитов. Среди основных пород преобладают андезитобазальты. В базальтах и андезитобазальтах вкрапленники образованы оливином, часто измененным в сапонит и гематитовый агрегат, клинопироксенами, плагиоклазами. Основная масса образована плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, амфиболами, ульвошпинелью и гематитом. Структура пород микрозернистая и микролитовая. В андезитах и андезитодацитах вкрапленники представлены плагиоклазом и амфиболами. В основной массе этих пород различаются клинопироксен, амфибол, плагиоклаз, ульвошпинель и ильменит. Структура основной массы микролитовая.

Базальты и андезитобазальты зоны Яннам являются *Qtz*-, редко *Ol*-нормативными и по соотношению кремнезема, щелочей и железа принадлежат к умеренно калиевой толеитовой серии, в то время как андезитодациты и дациты смещены в область известково-щелочных составов (рис. 3.16). Базальтам и андезитобазальтам свойственны высокие содержания TiO_2 (1,2–1,6%) (рис. 3.16) и P_2O_5 (0,25–0,42), значительно превосходящие таковые в базальтах мелового-раннекайнозойского Корейско-Японского окраинно-континентального пояса и сходные с концентрациями в толеитах океанических островов. Раннемиоценовые вулканиты имеют «пилообразный» спектр распределения некогерентных элементов (рис. 3.17), свойственный надсубдукционным породам, что подчеркивается отчетливым Ta-Nb минимумом и значительным фракционированием Sr. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18a) раннемиоценовые толеиты располагаются как в поле WPB, так и IAB, что связано с варьирующими содержаниями Ta. Распределение REE слабо фракционированное в основных вулканитах ($La_n/Sm_n=0,8-2,4$; $La_n/Yb_n=1,5-5,5$) с отчетливым выположенным спектром распределения, и более фракциониро-

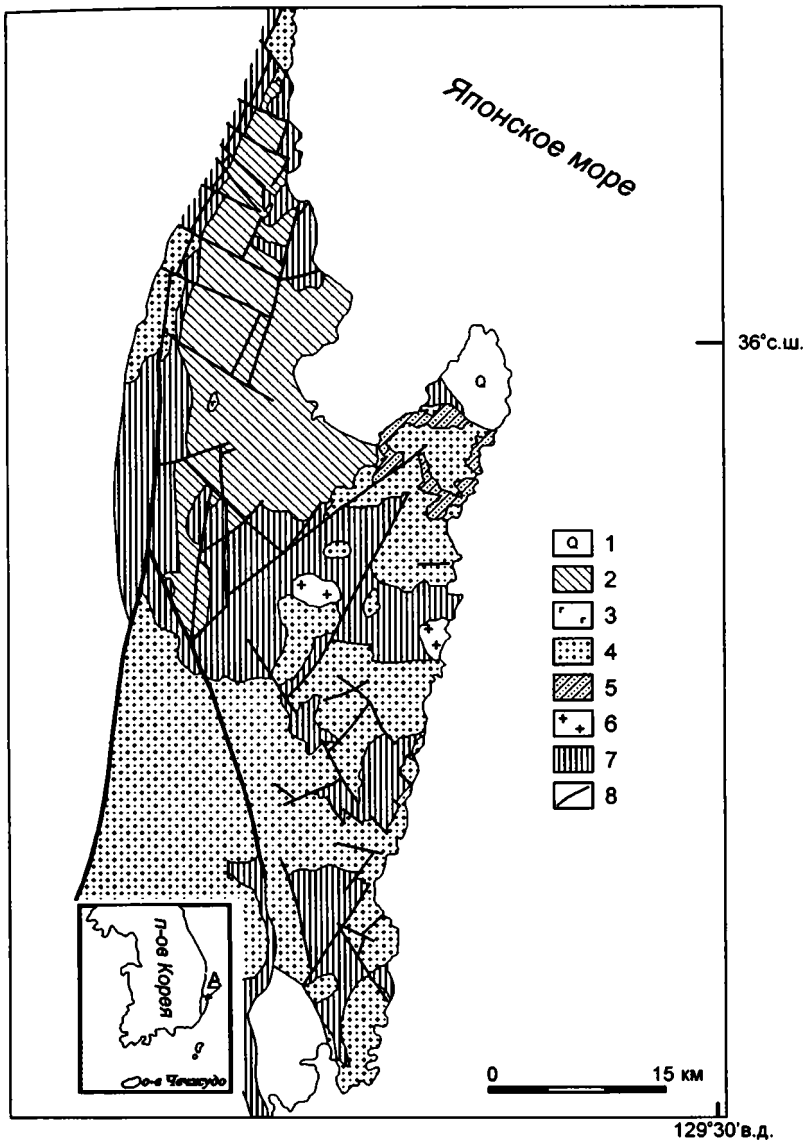


Рис. 3.20. Схема геологического строения грабена Пхохан- Яннам [Yoon, 1997]

1 – современные аллювиальные отложения; 2–3 – зона Пхохан: 2 – среднемиоценовые осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 3 – базальты; 4–5 – зона Яннам, раннемиоценовые образования: 4 – преимущественно осадочные, 5 – вулканические; 6 – граниты основания; 7 – меловые-эоценовые вулканогенные и осадочные образования основания; 8 – разрывные нарушения

ванное в андезитах и дацитах ($La_n/Sm_n=2,3-2,9$; $La_n/Yb_n=4,2-6,9$) (рис. 3.19). Характерна незначительная Eu аномалия. Все вулканиты отличаются невысокими отношениями изотопов неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd=0,512643-0,512843$; $\epsilon Nd=2,3-4,5$) и пониженными стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7041-0,7048$) (рис. 3.6, 3.21) [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997; Федоров и др, 2002].

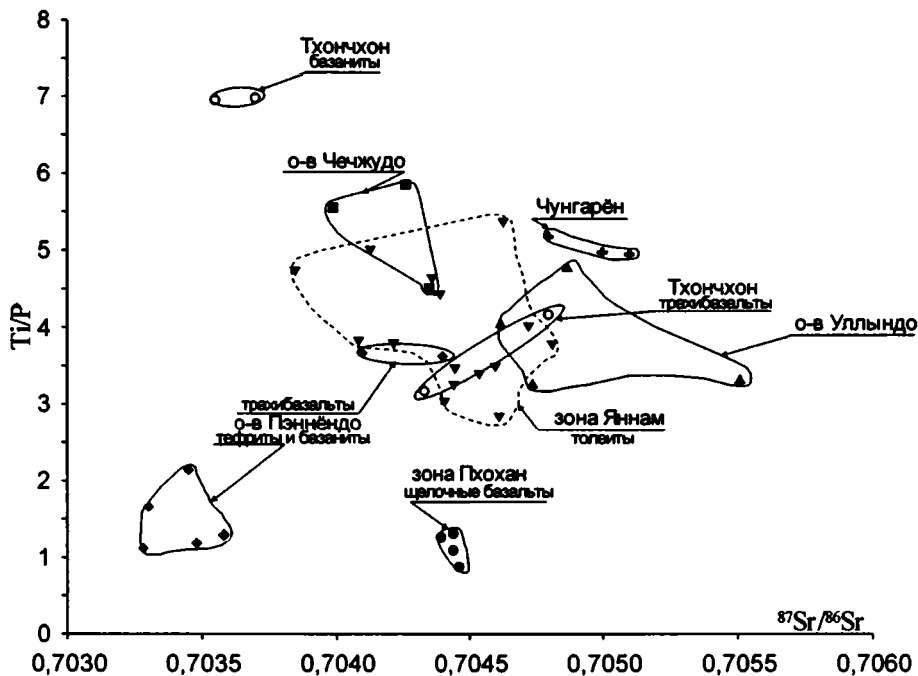


Рис. 3.21. Диаграмма Ti/P - $^{87}Sr/^{86}Sr$ для кайнозойских вулканических пород Корейского региона.

Поля составов по [Shimazu et al., 1990; Nakamura et al., 1990; Park, Park, 1993; Song et al., 1997]

Среднемиоценовые щелочные базальты субвулканических тел зоны Пхохан во вкрапленниках содержат оливин (Fo_{72-77}), титан-авгит ($En_{36,5-41,2}Wo_{48,7-50,6}Fs_{10,0-12,8}$; $TiO_2=1,9-4,3\%$), плагиоклаз (An_{65-60}). Структуры основной массы интерсертальная, долеритовая и серийно-порфировая. Отмечаются интерстиционные стекла [Shimazu et al., 1990]. Вулканиды зоны Пхохан принадлежат щелочной серии (рис. 3.16). Породы обогащены LILE и LREE, Ta и Zr и на спайдерграмме (рис. 3.17) отражают спектр распределения, свойственный базальтам OIB. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18a) фигуративные точки пород располагаются в области составов WPB. Спектр распределения REE сильно фракционированный; отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n (5,4–6,3 и 22–29, соответственно) (рис. 3.19) аналогичны таковым во внутриплитных щелочных базальтах континентальных рифтов [Hart et al., 1989]. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0,70439 до 0,70446 (рис. 3.21), изотопов неодима – от 0,512831 до 0,512845 ($\epsilon Nd=3,8-4,0$) (рис. 3.6) [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997].

Плиоцен-четвертичный комплекс. В пределах п-ова Корея позднемиоценовые вулканиды неизвестны. Вулканические породы плиоцен-четвертичного комплекса наиболее широко распространены в пределах п-ва Корея и, как правило, приурочены к системе разломов субмеридиональной и северо-северо-восточной ориентировки [Филатова и др., 1991]. Они несогласно перекрывают более древние образования, включая и раннекайнозойские, а также слагают о-ва Японского моря и Цусимского пролива. Наиболее крупные

ареалы плиоцен-четвертичных вулканитов – Пэктусанский, Чхильбосанские и Менганский – находятся на севере и востоке Кореи (рис. 3.14). Возраст формирования этих ареалов установлен в пределах плиоцен (от 5 млн лет)–современный исторический этап (Геология Кореи, 1993). Преобладают в указанных ареалах породы щелочной и умереннощелочной серий с широким развитием щелочных кислых вулканитов (табл. 3.7, 3.8). Общим их свойством является обогащение HFSE относительно LILE, что придает им сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Небольшой объем слагают толеиты, которые довольно неоднородны по составу.

В Пэктусанском ареале многочисленные потоки базальтов, реже андезитобазальтов, суммарной мощностью до 400 м слагают обширное плато с возвышающимися над ними четвертичными конусами, сложенными вулканитами кислого состава. Базальтовое плато подстилается флористически охарактеризованными отложениями плиоцена [Yun et al., 1993; Геология Кореи, 1964]. К-Аг датировки пород базальтового плато – плиоцен-раннеплейстоценовые: 5,0–0,65 млн лет [Liu et al., 1987; 1988; Yun et al., 1993]. Наиболее ранние купола щелочных риолитов датированы 3,11 млн лет [Yun et al., 1993], но основной объем вулканитов кислого состава был накоплен вслед за базальтами, в течение плейстоцена, в интервале 0,65–0,0876 млн лет [Чичагов и др., 1989; Yun et al., 1993]. Исторические извержения пепла и пемзы кислого состава из вулканических центров массива Пэктусан происходили в 1413, 1597, 1668 и 1702 годах [Геология Кореи, 1964; 1993].

Нижняя часть разреза Пэктусанского базальтового плато сложена клинопироксен-порфиrowыми умереннощелочными базальтами, верхняя – субафировыми толеитовыми. Клинопироксен-порфиrowые базальты и андезитобазальты по соотношению кремнезема и щелочей характеризуются как умереннощелочные (табл. 3.7). Базальты являются высокотитанистыми ($TiO_2=2-4\%$), с высокими содержаниями фосфора (0,4–0,7%). Они сильно обогащены LILE при определенном дефиците LREE ($La_n/Sm_n=1,4-2,4$; $La_n/Yb_n=8-12$) (рис. 3.19). Характерен слабый Ta-Nb максимум или отсутствие такового ($La_p/Nb_p=0,8-1,0$) (рис. 3.17). Отношения Zr/Y высокие (6–8). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18a) умеренно щелочные базальты Пэктусанского ареалов располагаются в поле WPB+E-MORB, занимая область базальтов рифта Рио Гранде.

Субафировые базальты отличаются низкой щелочностью, низкими содержаниями P_2O_5 (0,1–0,3%), умеренно высокими содержаниями TiO_2 (1,3–1,8%) и на диаграмме SiO_2-FeO/MgO (рис. 3.16) располагаются в поле толеитов. Породам свойственно обогащение HFSE относительно LILE при более низких, по сравнению с породами щелочной серии, концентрациях тех и других элементов (рис. 3.17). Характерен Ta-Nb минимум на спайдерграмме. Отношения Zr/Y более низкие (2,5–5), чем в умереннощелочных базальтах. Распределение REE слабо фракционированное ($La_n/Sm_n=1,0-2,4$; $La_n/Yb_n=2-6$) (рис. 3.19).

Трахиты Пэктусанского ареала характеризуются афировой и редко порфиrowой структурой. Субфенокристы образованы плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, магнетитом, реже, клинопироксеном; в трахириолитах присутствуют вкрапленники кварца. Структура основной массы трахитовая и витрокристаллическая. Породы отличаются умеренно высокими содержаниями щелочей (рис. 3.16) и большей части несовместимых элементов (рис. 3.17), фракционирован-

Таблица 3.7. Представительные анализы пород плиоцен-четвертичного комплекса Пэктусан-Чаньбаошаньского вулканического массива

Компонент	Ареал									
	Чанбайшань				Пэктусан					
	№ образца, анализа									
	92P03	WQ2-3	WQ2-4	CW03	K301	TJ-7	T-1	K306-2	K315-3	K315-2
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	52,92	47,7	47,99	66,4	50,99	52,18	50,46	52,54	64,31	70,41
TiO ₂	1,52	2,03	2,01	0,44	1,35	2,32	2,44	2,07	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	15,27	14,65	14,7	14,65	15,16	16,38	17,27	15,06	17,19	14,48
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	1,82	3,43	3,38	1,79	4,00	3,27
FeO	10,43	9,58	9,49	5,14	9,26	6,44	6,90	9,13	-	-
MnO	0,13	0,16	0,16	0,17	0,17	0,22	0,13	0,15	0,15	0,09
MgO	7,06	9,49	9,27	0,19	7,61	4,19	5,25	5,44	0,21	0,20
CaO	8,5	9,23	8,85	1,11	8,23	5,96	8,25	7,71	1,15	0,40
Na ₂ O	3,47	3,65	3,69	5,91	3,00	3,70	3,90	3,05	5,69	5,38
K ₂ O	0,56	2,02	2,14	5,82	0,33	3,30	1,30	0,89	5,98	4,83
P ₂ O ₅	0,75	0,81	0,76	0,07	0,09	0,80	0,21	0,19	0,04	0,04
п.п.п.	-	0,07	-	0,35	0,50	0,58	0,31	0,50	0,50	0,50
Сумма	100,61	99,39	99,06	100,25	98,51	99,50	99,80	98,53	99,56	99,74
Sc	15	29	27	5	19	-	-	19	4	2,1
Cr	196	449	483	3,6	170	-	-	130	5	6
Ni	148	153	166	3,4	147	-	-	113	12	9
Co	33,9	40,8	47,9	2,4	48	-	-	35	2	2
Rb	8	42	42	187	9	-	-	16	150	240
Sr	461	632	713	3,4	240	418	418	330	26	1,4
Ba	213	785	797	38	150	1818	1818	210	95	27
Hf	2,34	3,36	3,18	28,29	2,0	-	-	4,6	24,0	17,0
Zr	87	177	179	1147	66	119	119	160	820	600
Y	19,1	25,5	24,9	86	15	20	20	23	45	70
Ta	0,6	1,87	1,74	-	0,5	-	-	0,7	5,6	10,0
Nb	9	52,4	52	130,4	5,1	36	36	11	86	180
Pb	2,6	4,0	3,2	20,5	-	-	-	-	-	-
Th	1,0	4,66	4,59	18,73	0,9	5,95	5,95	0,9	15,0	30,0
La	7,9	44,1	41,9	97,2	8,3	29,99	29,29	13,0	87,0	100
Ce	16,3	72,6	68,9	191,3	19,0	59,75	59,75	26,0	160	200
Nd	13,8	37,2	35,9	97,2	12,0	34,79	34,79	19,0	65,0	76,0
Sm	3,84	6,61	6,17	16,83	3,3	7,43	7,43	5,5	11,0	13,0
Eu	1,58	2,17	2,12	0,43	1,0	4,51	4,51	1,7	0,79	0,2
Gd	-	-	-	-	-	6,84	6,84	-	-	-
Tb	0,62	1,05	0,96	2,64	0,65	-	-	1,2	1,5	1,6
Er	-	-	-	-	-	2,05	2,05	-	-	-
Yb	1,23	1,88	1,81	5,64	1,8	1,55	1,55	2,1	4,4	4,7
Lu	0,20	0,29	0,27	0,90	0,26	-	-	0,28	0,66	0,74

Примечание. Анализы: 1–4 – по [Hsu et al., 2000]; 6, 7 – по [Tian, Tang, 1989].

Таблица 3.8. Представительные анализы вулканитов плиоцен-четвертичного и четвертичного комплексов п-ова Корея

Компонент	Плиоцен-четвертичный комплекс									
	Ареал									
	Чхильбосан							Менган	Анджу	
	№ образца, анализа									
	К47	К40	К43	К48	К48-1	К52-2	К201	К221	К386-1	К386
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,07	49,71	49,56	50,09	51,31	67,11	72,09	46,09	51,98	53,33
TiO ₂	2,63	2,36	2,24	2,34	2,29	0,44	0,25	1,31	1,85	1,76
Al ₂ O ₃	15,95	17,90	17,32	16,05	17,08	11,23	9,92	16,80	15,59	15,73
Fe ₂ O ₃	1,75	1,66	1,63	1,77	1,64	8,65	7,60	1,55	1,76	1,58
FeO	8,91	8,44	8,33	9,05	8,37	-	-	7,89	8,96	8,05
MnO	0,14	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,20	0,15	0,15	0,16
MgO	6,34	4,52	5,87	4,96	4,09	0,60	0,20	7,38	6,70	6,48
CaO	7,56	5,90	6,88	8,69	8,91	0,58	0,13	11,22	8,75	8,09
Na ₂ O	4,09	4,85	3,94	3,63	3,53	5,70	4,25	3,21	2,62	3,05
K ₂ O	2,02	2,85	2,62	1,67	1,17	4,59	4,46	0,15	0,45	0,67
P ₂ O ₅	0,55	0,71	0,51	0,58	0,51	0,04	0,04	0,16	0,21	0,22
п.п.п.	-	-	-	-	-	0,50	0,60	3,66	-	-
Сумма	99,01	99,06	99,06	98,99	99,05	99,59	99,74	99,57	99,01	99,11
Sc	18	11	15	17	17	0,7	1,9	-	19	17
Cr	98	22	92	73	74	3	3	-	170	150
Ni	98	50	-	85	-	-	15	176	132	131
Co	32	25	29	33	30	1	2	-	41	35
Rb	78	78	47	26	18	180	560	5	9,1	18
Sr	840	810	680	610	640	7,6	3,7	249	420	380
Ba	940	1000	1100	1000	970	45	27	122	280	290
Hf	7,0	7,5	7,0	3,5	3,3	26,0	120	-	3,6	3,8
Zr	260	280	260	130	120	990	4800	99	120	130
Y	22	24	23	20	20	130	140	25	18	18
Ta	2,6	2,9	2,5	1,3	1,2	7,9	35,0	-	1,2	1,2
Nb	47	-	43	20	19	130	520	6	15	15
Th	4,9	4,3	3,6	0,5	2,7	20,0	67,0	-	1,5	1,6
La	34,0	41,0	35,0	23,0	26,0	120	56,0	5,0	14,0	14,0
Ce	62,0	86,0	67,0	44,0	42,0	210	110	14,0	28,0	27,0
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	27,0	36,0	30,0	24,0	25,0	92,0	50,0	-	18,0	16,0
Sm	5,8	6,7	6,4	6,0	6,5	19,0	11,0	3,5	4,0	3,9
Eu	1,8	2,3	2,1	2,6	2,6	0,88	0,47	1,00	1,5	1,4
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	0,71	0,94	0,9	0,87	0,88	2,9	2,2	-	0,54	0,54
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	1,5	2,1	1,7	1,3	1,7	8,4	8,9	-	1,5	1,5
Lu	0,22	0,29	1,7	0,18	0,24	1,2	1,2	-	0,21	0,21

Продолжение таблицы 3.8

Компонент	Плиоцен-четвертичный комплекс						Четвертичный комплекс			
	Ареал									
	Улындо						Синге-Коксан	Вон-сан	Тхончхон	
	№ образца, анализа									
	2	6	5	25	3	43	K262/1	K263	K265/7	K279
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	41,70	47,30	56,40	57,53	59,30	61,83	K262/1	K263	47,28	47,21
TiO ₂	3,19	2,88	1,29	1,00	0,26	0,53	48,73	49,21	1,98	2,17
Al ₂ O ₃	14,60	17,30	19,00	19,41	19,10	18,50	2,21	1,83	15,90	17,26
Fe ₂ O ₃	11,70	10,21	5,58	4,35	3,87	1,80	17,38	17,13	1,73	1,70
FeO	-	-	-	0,41	-	2,20	1,55	1,59	8,80	8,66
MnO	0,16	0,17	0,14	0,14	0,18	0,21	7,92	8,09	0,15	0,22
MgO	7,67	3,87	1,64	0,99	0,31	0,33	0,17	0,19	9,37	6,69
CaO	10,10	8,47	3,76	2,52	1,48	0,92	5,45	7,70	8,23	9,91
Na ₂ O	2,72	3,47	5,62	6,00	7,36	7,14	9,24	8,75	3,43	3,33
K ₂ O	1,27	2,73	5,63	5,97	6,44	5,95	3,80	2,64	1,78	1,30
P ₂ O ₅	0,67	0,87	0,32	0,26	0,08	0,10	2,00	1,48	0,37	0,58
п.п.п.	-	-	-	1,03	-	0,52	0,66	0,48	-	-
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,61	98,38	100,03	99,11	99,09	99,02	99,03
Sc	22,4	12,7	4,96	11,8	0,79	5,4	-	-	-	24
Cr	170	20	101	5,4	10	8,3	-	-	-	100
Ni	116	113	88	5,7	97	2,0	47	-	162	85
Co	45,3	27,5	9,93	7,0	1,88	0,9	-	-	-	37
Rb	30	70	160	155	180	159	24	22	29	35
Sr	850	1040	610	455	70	1,8	723	565	561	530
Ba	640	103	870	954	120	184	542	360	407	440
Hf	5,47	6,19	9,29	-	13,7	-	-	-	-	5,4
Zr	290	320	480	504	670	605	242	207	255	190
Y	20	30	40	22	40	40,2	31	26	28	27
Ta	4,1	5,2	6,8	-	10,6	-	-	-	-	2,6
Nb	-	-	-	138	-	161	-	23	24	42
Th	7,43	9,47	19,8	-	28,4	-	-	-	-	2,5
La	56,3	73,2	87,5	-	115,0	-	38	32	25,0	26,0
Ce	106,0	141,0	142,0	-	177,0	-	80	66	66,0	48,0
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	47,6	52,4	42,9	-	54,4	-	35	30	29,0	24,0
Sm	8,46	8,98	6,57	-	8,12	-	5,8	6,2	6,8	5,2
Eu	2,56	2,97	2,12	-	1,21	-	2,2	2,0	2,0	1,4
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	6,0	-
Tb	1,0	1,02	0,81	-	1,13	-	-	-	-	0,98
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	4,0	3,2	3,2	-
Yb	2,29	2,15	2,52	-	3,83	-	2,4	2,2	2,3	2,4
Lu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,30

Окончание таблицы 3.8

Компонент	Четвертичный комплекс				
	Ареал				
	Пэннэндо		Чаньен	Чугарен	
	№ образца, анализа				
	B4	BR4	K388-1	C1-2	C4-P
21	22	23	24	25	
SiO ₂	45,72	50,13	45,68	47,17	47,61
TiO ₂	1,42	1,70	1,69	1,59	2,05
Al ₂ O ₃	14,57	17,77	16,13	14,64	14,85
Fe ₂ O ₃	13,64	11,04	1,85	11,21	11,36
FeO	-	-	9,43	-	-
MnO	0,19	0,15	0,19	0,15	0,16
MgO	3,73	8,25	4,94	9,95	8,91
CaO	6,88	7,78	7,22	7,74	8,30
Na ₂ O	5,37	3,67	6,83	2,18	2,83
K ₂ O	3,50	2,03	1,44	1,35	1,95
P ₂ O ₅	1,12	0,47	1,33	0,32	0,43
п.п.п.	2,62	0,02	1,72	2,87	0,46
Сумма	98,76	99,71	98,45	99,17	98,91
Sc	-	-	6,8	-	-
Cr	-	-	39	-	-
Ni	-	-	56	-	-
Co	-	-	28	-	-
Rb	-	-	35	-	-
Sr	-	-	530	-	-
Ba	-	-	440	-	-
Hf	-	-	5,4	-	-
Zr	-	-	190	-	-
Y	-	-	27	-	-
Ta	-	-	2,6	-	-
Nb	-	-	42	-	-
Th	-	-	2,5	-	-
La	-	-	26,0	-	-
Ce	-	-	48,0	-	-
Pr	-	-	-	-	-
Nd	-	-	24,0	-	-
Sm	-	-	5,2	-	-
Eu	-	-	1,4	-	-
Gd	-	-	-	-	-
Tb	-	-	0,98	-	-
Ho	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-
Yb	-	-	2,4	-	-
Lu	-	-	0,30	-	-

Примечание. В образцах ареалов Чхильбосан, Менган, Анджу, Синге-Коксан, Вонсан и Тхончхон содержания петрогенных элементов и никеля по данным А.В. Федорчука; обр. 8 – по [Федорчук, Филатова, 1993]; 11–13, 15 – по [Nakamura et al., 1990]; 14, 16 – по [Kane et al., 1985]; 21, 22, 24, 25 – по [Park, Park, 1996].

ным спектром распределения REE ($La_n/Sm_n=4,1-4,9$; $La_n/Yb_n=12-15$) (рис. 3.19). Для отдельных образцов трахитов характерен сильный Eu минимум.

В Чхильбосанском горсте вулканические породы плиоцен-четвертичного комплекса образуют несколько ареалов (рис. 3.14), которые представлены преимущественно щелочными породами кислого состава – трахитами, трахириолитами, щелочными игнимбритами, слагающими вулканические постройки центрального типа. На отдельных участках они перекрываются потоками клинопироксен-порфировых базальтов, а подстилаются потоками оливин-порфировых базальтов [Федорчук, Филатова, 1993]. Изолированный ареал Менган в северной части грабена Кильчу-Менчхон сложен субафировыми толеитовыми базальтами.

Оливин-порфировые базальты ареала Чхильбосан относятся к щелочной серии ($Na_2O+K_2O=5,7-8,4\%$), а клинопироксен-порфировые – к умереннощелочной серии ($Na_2O+K_2O=4,7-5,3\%$) (рис. 3.16; табл. 3.8). В оливин-порфировых щелочных базальтах концентрации всех несовместимых элементов высокие (рис. 3.17), близкие по составу к внутриплитным базальтам, что подтверждается низкими отношениями Th/Ta и расположением фигуративных точек базальтоидов на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18a). Распределение REE сильно фракционированное ($La_n/Sm_n=3,1-4,1$; $La_n/Yb_n=12-20$) (рис. 3.19). Умереннощелочные базальты (рис. 3.16) отличаются более низкими абсолютными концентрациями несовместимых элементов, а их взаимные отношения смещены в сторону более деплетированных составов. Афировые базальты ареала Менган являются низкокальцевыми, умереннотитанистыми ($TiO_2=1,6-1,8\%$) и по соотношению SiO_2-FeO^*/MgO относятся к толеитовой серии (рис. 3.16). По соотношению Zr/Y (3,7–4,0), Ti/Zr (75–85), La_n/Sm_n (0,9) базальты близки к переходным толеитам MORB.

Вулканиды кислого состава ареалов Чхильбосан отличаются от однотипных пород Пэктусанского ареала более дифференцированным спектром распределения REE (рис. 3.19), а межэлементные отношения некогерентных элементов в них близки к таковым в щелочных базальтоидах, свидетельствуя, что часть трахитов могли быть образована за счет массового фракционирования плагиоклаза и калиевого полевого шпата при дифференциации щелочных магм [Федорчук, Филатова, 1993].

На северо-западе Кореи плиоцен-четвертичный комплекс представлен ареалом Анджу, приуроченным к северо-восточному сдвигу. Ареал сложен субафировыми базальтами мощностью до 200 м, которые отличаются низкими концентрациями щелочей ($Na_2O+K_2O=3,0-3,7\%$) и умеренно высокими титана ($TiO_2=1,7-1,9\%$). На диаграмме SiO_2-FeO^*/MgO (рис. 3.16) базальты располагаются в поле толеитовой серии. Породам свойственны обогащение HFSE относительно LILE при низких концентрациях тех и других (рис. 3.17) и небольшой Ta максимум ($La_{pm}/Ta_{pm}\sim 0,7$). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18a) фигуративные точки базальтов располагаются в поле обогащенных MORB. Распределение REE фракционированное ($La_n/Sm_n=2,1-2,2$; $La_n/Yb_n=6,1-6,3$) (рис. 3.19).

Плиоцен-четвертичный комплекс слагает также о-в Чечжудо, располагающийся к югу от п-ва Корея в Цусимском (Корейском) проливе (рис. 3.13). В составе комплекса (рис. 3.22) выделяют лавовое плато (верхний плиоцен-нижний плейстоцен), щитовой вулкан (плейстоцен) и шлаковые конуса (голоцен) [Lee, 1982a].

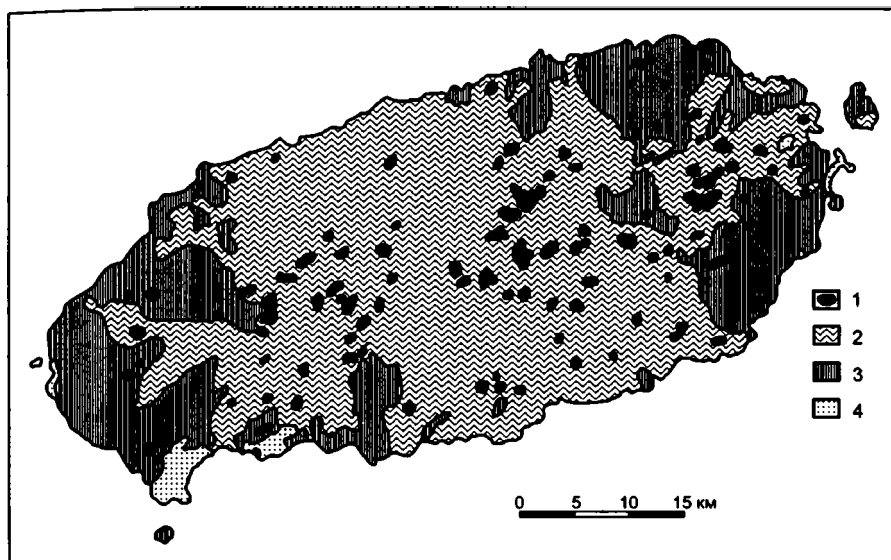


Рис. 3.22. Схема геологического строения о-ва Чечжудо [Lee, 1982а; Yoon, 1997]
 1 – шлаковые конуса, 2 – щитовой вулкан, 3 – лавовое плато, 4 – осадочные породы

Лавовое плато, слагающее нижнюю видимую часть острова, сформировано мощными (до 40–50 м) пакетами потоков щелочных оливиновых базальтов, трахитов и единичными потоками оливиновых толеитов. Над лавовым плато возвышается обширный щитовой вулкан, сложенный дифференцированным рядом пород от щелочных оливиновых базальтов к гавайитам и муджиеритам до трахитов при ограниченном распространении бенморейтов [Park, Kwon, 1993а,б]. Повсеместно развиты паразитические шлаковые конусы, образованные трахитами, реже щелочными оливиновыми базальтами.

Вулканы лавового плато, так же как и щитового вулкана, имеют тренды дифференциации от *Ne*-нормативных базальтовых составов к *Hyp*-нормативным и далее к *Qtz*-нормативным [Lee, 1982а,б], выраженные в закономерном изменении как химического состава породы, так и состава минеральных фаз.

Преобладающие на о-ве Чечжудо щелочные базальтоиды щитового вулкана представлены порфировыми и редкопорфировыми разностями. Вкрапленники в щелочных оливиновых базальтах образованы [Lee, 1982а] оливином (Fo_{81-66}), авгитом и титан-авгитом ($En_{40-45}Wo_{39-48}Fs_{10-16}$; $TiO_2=1,9-2,6\%$) и плагиоклазом (An_{50-60}); в гавайитах – оливином (Fo_{81-55}), авгитом ($En_{41-46}Wo_{41-44}Fs_{11-14}$), плагиоклазом (An_{54-58}) и ильменитом; в муджиеритах – оливином (Fo_{73-47}), авгитом ($En_{38-42}Wo_{41-43}Fs_{16-19}$), плагиоклазом (An_{40-58}), апатитом, магнетитом и керсутитом. Основная масса базальтоидов сложена оливином (Fo_{74-39}), авгитом ($En_{44-29}Wo_{40-47}Fs_{13-28}$), плагиоклазом (An_{62-38}), магнетитом с мелкими выделениями апатита, ильменита, санидина и анортоклаза. Структура основной массы интерсертальная, микрокристаллическая, реже пилотакситовая. Отмечается уменьшение содержания магния в клинопироксенах при сохранении содержания кальция и возрастании количества железа, что характерно для щелочных базальтоидов внутриплитных обстановок и отличает их от толеитов тех же обстановок.

Базальтоиды щелочной серии о-ва Чечжудо характеризуются умеренно высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,5-8,0\%$) (рис. 3.16; табл. 3.9), высокими TiO_2 (1,8–3,6%), фосфора и пониженными концентрациями алюминия. В базальтах сильно варьируют содержания переходных элементов (Cr от 35 до 230 ppm, Ni от 20 до 170 ppm, Co от 20 до 47 ppm). Концентрации всех несовместимых элементов высокие (рис. 3.17), близкие к таковым во внутриплитных базальтах, что подтверждается низкими отношениями Th/Ta, расположением фигуративных точек базальтоидов на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18a), а также фракционированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,8-4,9$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=5-20$) (рис. 3.19). Для базальтов характерны незначительные вариации в изотопном составе стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7040-0,7044$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51276-0,51286$; $\epsilon\text{Nd}=2,7-4,3$) (рис. 3.6, 3.21) [Kim et al., 1999].

Щелочные базальтоиды острова содержат ксенолиты ультрамафитов – шпинелевых лерцолитов (преобладающий тип), шпинелевых гарцбургитов, вебстеритов, клинопироксенитов и верлитов [Choi et al., 2002]. Шпинелевые лерцолиты характеризуются обогащенным спектром REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,2-3,6$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=1,1-3,3$) (рис. 3.19), реже встречаются деплетированные разности ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=0,9$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=0,4$). Изотопный состав Sr и Nd изменяется от деплетированного N-MORB-подобного до близкого BSE ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,702268-0,704593$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512793-0,513087$).

Немногочисленные базальты толеитовой серии о-ва Чечжудо отмечаются среди лавового плато. Это редкопорфировые породы с оливин-плагноклаз-клинопироксеновой ассоциацией вкрапленников. Базальты характеризуются широкой вариацией содержаний SiO_2 (47,5–52%) и низкой щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,5-5\%$) (рис. 3.16); на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ (рис. 3.16) они располагаются в поле толеитовой серии, отвечая Ol-нормативным толеитам. Содержание TiO_2 высокое (1,8–3,0%), слабо зависящее от щелочности и кремнезема (рис. 3.16). Содержания LILE относительно высокие, близкие таковым в толеитах E-MORB типа. Концентрации некоторых HFSE, таких как Zr, Hf, Y, так же как и Ti, в рассматриваемых толеитах выше, чем в E-MORB, приближаясь к таковым во внутриплитных вулканитах. Отношения Zr/Y также высокие, меняющиеся в диапазоне 5–8,7. Толеитам свойственно обогащение HFSE относительно LILE, что отличает их от пород надсубдукционной обстановки. Однако толеитам о-ва Чечжудо свойственна отрицательная Ta-Nb и положительная Sr аномалии, что характерно для продуктов надсубдукционного вулканизма (рис. 3.17). Вместе с тем на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18a) фигуративные точки толеитов смещены в область внутриплитных составов. Распределение REE менее фракционированное по сравнению с таковым в щелочных базальтоидах ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2-4$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=4-7$) (рис. 3.19). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в толеитах несколько выше, чем в щелочных базальтах (0,7042–0,7050) [Федоров и др., 2002].

Трахиты характеризуются афировой и редко порфировой структурой. Субфенокристы образованы плагноклазом, калиевым полевым шпатом, магнетитом; реже отмечаются зерна клинопироксена, циркона и оливина. Структура основной массы трахитовая и витрокристаллическая. По соотношению щелочей и кремнезема (рис. 3.16) трахиты принадлежат к щелочной серии. Они характеризуются крайне высокими содержаниями большинства несовме-

Таблица 3.9. Представительные анализы вулканитовплиоцен-четвертичного комплекса о-ва Чечжудо

Комп.	№ образца, анализа								
	73	74	76	77а	77	79	79-1	75	26-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,62	50,89	51,65	53,61	49,72	48,73	47,80	51,78	48,11
TiO ₂	2,38	2,20	1,99	1,82	2,59	2,97	3,07	2,06	2,45
Al ₂ O ₃	15,75	14,94	14,27	17,28	16,86	16,62	16,60	14,98	15,24
Fe ₂ O ₃	11,99	11,90	11,93	10,54	12,46	12,87	13,41	11,37	12,25
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,15	0,15	0,18	0,16	0,16	0,16	0,15	0,14
MgO	6,16	7,41	7,89	2,83	5,06	5,44	5,35	7,06	7,45
CaO	8,09	8,90	8,69	5,54	7,78	8,60	8,12	7,82	8,69
Na ₂ O	3,24	2,90	2,74	4,62	3,32	3,33	3,21	3,25	3,16
K ₂ O	1,48	0,80	0,64	2,90	1,48	1,27	1,28	1,39	1,08
P ₂ O ₅	0,45	0,31	0,23	1,06	0,54	0,49	0,50	0,39	0,53
п.п.п.	-	-	-	-	-	-	0,46	-	0,50
Сумма	100,31	100,40	100,18	100,38	99,97	100,48	99,96	100,25	99,60
Sc	19,2	23,2	23,4	8,9	18,2	19,4	19,7	19,0	-
Cs	0,3	0,4	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,5	-
Rb	39,4	19,7	15,5	64,8	33,3	28,6	27,0	34,2	13,5
Ba	322,0	253,1	159,6	708,3	348,6	304,4	326,5	323,3	388,6
Sr	466,1	351,9	330,4	813,5	581,9	585,2	504,7	405,0	539
U	1,22	0,70	0,34	1,90	1,10	0,91	1,03	0,96	-
Th	6,40	4,01	2,05	10,92	5,94	4,99	5,13	5,65	3,02
Pb	2,0	2,0	2,4	3,3	2,3	2,8	3,8	1,9	-
B	4,3	3,5	5,1	5,4	2,9	2,5	2,1	4,2	-
Ta	2,58	1,36	0,89	4,26	2,41	2,34	2,21	2,11	-
Nb	47,92	25,29	16,02	117,73	44,27	41,63	39,05	37,55	34,1
Hf	5,17	4,22	3,14	7,79	5,32	5,05	4,97	5,37	4,88
Zr	211,2	166,7	134,8	354,3	220,4	194,0	187,0	223,9	183,3
Y	24,9	23,2	23,1	35,6	28,5	24,9	27,5	24,0	24,3
La	33,59	18,53	14,58	92,29	36,15	29,32	31,77	28,83	29,15
Ce	94,83	40,72	22,26	192,28	97,96	86,02	87,03	58,84	56,33
Pr	6,91	4,42	3,69	13,63	7,77	6,55	7,46	6,19	8,17
Nd	32,30	22,33	19,08	61,15	38,08	33,21	37,76	29,95	32,17
Sm	6,96	5,39	4,99	11,32	7,92	7,27	7,94	6,49	7,30
Eu	2,17	1,84	1,62	3,45	2,52	2,35	2,65	2,06	2,57
Gd	6,17	5,12	5,14	9,90	7,12	6,38	7,03	5,84	8,18
Tb	0,97	0,83	0,75	1,36	1,09	0,98	1,04	0,91	1,08
Dy	4,51	4,13	4,41	6,55	5,15	4,70	5,12	4,45	-
Ho	0,81	0,75	0,81	1,11	0,93	0,85	0,93	0,80	1,10
Er	2,15	2,04	1,97	2,93	2,40	2,19	2,38	2,08	2,65
Tm	0,36	0,35	0,32	0,53	0,42	0,36	0,40	0,36	-
Yb	1,82	1,69	1,59	2,62	1,90	1,81	1,96	1,71	2,07
Lu	0,23	0,23	0,24	0,35	0,27	0,26	0,28	0,23	0,24

Окончание таблицы 3.9

Комп.	№ образца, анализа					
	J4	J-5	26-15	27-8	26-18	80
	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	49,28	50,00	53,46	57,6	62,18	63,95
TiO ₂	2,44	2,28	2,14	1,24	0,60	0,38
Al ₂ O ₃	15,70	14,41	16,25	17,62	17,83	18,88
Fe ₂ O ₃	11,95	13,06	11,58	8,50	5,43	3,36
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,15	0,15	0,13	0,18	0,26
MgO	6,24	6,60	2,79	1,73	0,81	0,22
CaO	7,68	8,74	5,83	3,88	2,68	2,10
Na ₂ O	3,59	4,40	4,54	5,20	5,54	5,48
K ₂ O	1,80	0,87	2,31	3,39	3,98	4,77
P ₂ O ₅	0,49	0,41	0,77	0,42	0,19	0,05
п.п.п.	0,68	-	0,37	0,02	0,38	-
Сумма	100,00	100,00	99,46	99,73	99,80	99,45
Sc	18	22,9	-	-	-	0,8
Cs	-	-	-	-	-	1,1
Rb	37	18,8	62,5	77,5	60,5	154,2
Ba	495	340	692,6	1010,2	996,6	1312,8
Sr	619	380	539,4	487,1	390,3	567,3
U	-	-	-	-	-	2,70
Th	-	2,9	7,02	10,29	10,78	13,09
Pb	-	-	-	-	-	5,9
B	-	-	-	-	-	6,4
Ta	-	1,5	-	-	-	5,34
Nb	44	-	59,5	79,5	93,1	164,62
Hf	-	4,2	8,16	11,07	8,84	2,87
Zr	233	200	369,7	518,8	287,6	100,8
Y	29	24,7	39,2	36,1	20,2	33,1
La	40,0	24,1	54,6	63,98	62,19	139,56
Ce	65,0	41,3	99,74	114,46	110,55	177,96
Pr	-	-	13,46	15,02	12,98	16,88
Nd	31,0	31,6	54,11	56,47	44,96	60,40
Sm	6,60	7,06	11,08	11,37	6,82	8,49
Eu	1,70	2,01	3,95	3,71	2,05	2,41
Gd	-	-	12,18	11,26	6,53	7,53
Tb	-	0,98	1,77	1,63	0,80	0,96
Dy	-	-	-	-	-	5,37
Ho	-	-	1,60	1,5	0,92	1,03
Er	-	-	3,94	3,93	6,29	2,68
Tm	-	-	-	-	-	0,49
Yb	1,60	2,04	3,11	3,33	3,12	2,60
Lu	-	-	0,43	0,41	0,37	0,42

Примечание. Анализы: 9, 12–14 – по [Lee et al., 1994]; 10–11 – по [Park, Kwon, 1993a,b].

стимых элементов (рис. 3.17) и фракционированным спектром распределения REE ($La_n/Sm_n=4-5,5$; $La_n/Yb_n=11-15$) (рис. 3.19).

Четвертичный комплекс. К четвертичному комплексу отнесены разоб-щенные маломощные ареалы преимущественно щелочных базальтов, запол-няющие четвертичные долины-грабены вдоль разломов субмеридиональной и север-северо-восточной ориентировки в центральной части п-ва Корея. Они включают группы ареалов Синге-Коксан, Вонсан, Тхончхон, Чугарен, Чаньен и Пэннендо (рис. 3.14).

Вулканиды этих ареалов представлены щелочными и умереннощелочны-ми базальтами, среди которых преобладают щелочные оливиновые базальты, базаниты и трахибазальты; реже распространены оливиновые толеиты. Со-став вкрапленников – оливин, клинопироксен, плагиоклаз. Структура основ-ной массы интерсертальная и микрокристаллическая.

По химическому составу (табл. 3.8) среди щелочных базальтов выделяются две группы: к первой относятся щелочные оливиновые базальты и трахиба-зальты ареалов Синге-Коксан, Вонсан, Тхончхон, Чугарен и частично о-ва Пэннендо, ко второй – тефриты и базаниты о-ва Пэннендо и ареала Чаньен. Ба-зальтоиды первой группы являются умереннощелочными ($Na_2O+K_2O=4,3-5,9\%$) (рис. 3.16), высокотитанистыми ($TiO_2=1,7-2,2\%$). Вулканиды обогащены несовместимыми элементами (рис. 3.17) и на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18a) их фигуративные точки располагаются в области внутриплитных составов. Им также свойственно сильное обогащение LREE ($La_n/Sm_n=3-4$ и $La_n/Yb_n=7-11$) (рис. 3.19). Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ варьируют от 0,7035 до 0,7037 в щелочных оли-виновых базальтах ареала Тхончхон, от 0,7041 до 0,7044 в трахибазальтах о-ва Пэннендо, от 0,7044 до 0,7048 в трахибазальтах ареала Тхончхон и от 0,7048 до 0,7051 в базальтоидах ареала Чугарен (рис. 3.21) [Park, Park, 1996].

Базальтоиды щелочной серии, развитые на о-ве Пэннендо и в ареале Чань-ен, составлявших ранее, по-видимому, единый вулканический ареал, пред-ставлены субафировыми или оливин-порфировыми разностями, которые от-личаются высоким содержанием щелочей ($Na_2O+K_2O=5,5-8,9\%$) и, в первую очередь, калия ($K_2O=2,0-3,5\%$). Базальты характеризуются крайне высокими концентрациями HFS- и LIL-элементов (рис. 3.17), резко фракционирован-ным распределением REE ($La_n/Sm_n=4,3-4,5$; $La_n/Yb_n=25-27$) (рис. 3.19), обычными для продуктов внутриплитного магматизма. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 3.21) изменяются в пределах 0,7033–0,7036 [Park, Park, 1996].

Примечательной особенностью базальтов данных ареалов является наличие в них ксенолитов шпинелевых лерцолитов [Федоров и др., 20006]. Лерцолиты представлены четырехминеральным парагенезисом (табл. 3.10): оливином, орто-и клинопироксеном и шпинелью. Оливин образует относительно идиоморфные кристаллы размером до 4 мм, состав которого, по данным зондового анализа, меняется в пределах 85–89% Fo. Ортопироксены образуют сростки со шпинелью и неравномерно распределены в объеме лерцолитов. Их состав $Wo_{0,6-0,9}En_{87-89}Fs_{10-11}$. Клинопироксены резко ксеноморфны по отношению к оливину и орто-пироксену. По составу отвечают диопсидам ($Wo_{49,5-51,5}En_{44,1-45,7}Fs_{4,2-5,1}$). Содержа-ние Na_2O в клинопироксенах колеблется от 0,05 до 0,15 мас.%. Шпинель присут-ствует в виде ксеноморфных выделений в интерстициях зерен оливина. По со-ставу шпинель низкохромистая и высоко глиноземистая.

Таблица 3.10. Состав минералов из шпинелевых лерцолитов Корейского региона

Комп.	№ анализа									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	42,79	42,28	57,80	57,46	58,08	54,48	53,22	53,20	-	-
TiO ₂	-	-	0,03	0,06	0,03	0,45	0,47	0,54	0,03	0,02
Al ₂ O ₃	-	-	3,23	3,95	3,50	5,64	5,90	5,82	62,41	60,56
Cr ₂ O ₃	-	-	0,07	0,16	0,10	0,33	0,45	0,39	7,64	8,09
FeO	10,59	10,69	6,84	7,25	6,93	2,55	2,53	2,36	11,11	11,79
MnO	0,04	0,04	0,05	0,04	0,01	-	-	-	0,01	0,04
MgO	45,79	46,04	31,87	31,39	31,62	14,02	13,38	14,21	19,18	19,39
CaO	0,02	0,06	0,34	0,44	0,40	22,14	21,79	21,85	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	1,35	1,66	1,70	-	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	0,16
Сумма	99,23	99,11	100,23	100,75	100,66	100,96	99,40	100,07	100,63	100,05
f	11,50	11,54	10,75	11,46	10,96	9,25	9,60	8,49	26,81	25,44

Примечание. Анализы: 1–2 – оливин, 3–5 – ортопироксены, 6–8 – клинопироксены, 9–10 – шпинель.

По минеральному и химическому составам изученные перидотитовые включения относятся к лерцолитовой серии (табл. 3.11) и на основе геохимических критериев ($mg_{\#}=88-89$; $CaO=3,5-3,7$ мас.%; $Al_2O_3=2,7-2,9$ мас.%, $TiO_2=0,1-0,11$ мас.%) отвечают обогащенному типу этой серии, по [Nixon et al., 1981], в то же время характеризуясь примитивным или слабо деплетированным распределением РЗЭ ($La_n/Sm_n=0,95-0,98$; $La_n/Yb_n=0,98-1,035$).

Состав ксенолитов свидетельствует, что возникновение магматических расплавов происходило на уровне шпинель-лерцолитового равновесия.

Базальты, отличающиеся низкими содержаниями щелочей ($Na_2O+K_2O=3,5-5,0\%$) и по соотношению SiO_2-FeO^*/MgO принадлежащие толеитовой серии, известны в ареалах Синге-Коксан и Чугарен. Базальты характеризуются умеренно высокими концентрациями HFS- и LIL-элементов, фракционированным спектром распределения REE ($La_n/Sm_n=1,9-2,1$ и $La_n/Yb_n=6-8$), сближающими их с E-MORB, в то время как среди части толеитов отмечается отрицательная Nb аномалия ($La_{pm}/Nb_{pm}\sim 1,7$) (рис. 3.17, 3.19).

Кайнозойский вулканизм в Японском море

В скважинах Японского моря обнаружены нижнемиоценовые магматические образования, а на ряде островов – миоценовые и плиоцен-голоценовые (рис. 3.23). Нижнемиоценовые породы, вскрытые скважинами ODP в этом бассейне, принципиально отличаются от одновозрастных вулканитов Кореи, обнаруживая химическое сходство только с толеитами зоны Яннам юго-востока Кореи. Согласно данным глубоководного бурения [Cousens, Allan, 1992 и др.],

Таблица 3.11. Химический состав глубинных ксенолитов из щелочных базальтов Корен

Компонент	Ареал				
	Чаньен		Чечжудо		
	№ образца, анализа				
	К-338	К-338а	SG-28	SS-6	SS-3
	1	2	3	4	5
SiO ₂	45,11	45,25	45,10	44,00	44,80
TiO ₂	0,11	0,10	0,09	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	2,89	2,79	2,73	1,64	0,88
Fe ₂ O ₃	2,53	2,49	-	-	-
FeO	6,72	6,57	8,5	8,53	7,26
MnO	0,27	0,29	0,14	0,14	0,12
MgO	37,37	37,84	39,40	42,20	46,10
CaO	3,67	3,51	3,08	1,62	0,61
Na ₂ O	0,31	0,28	0,18	0,14	0,07
K ₂ O	0,03	0,01	0,05	0,03	0,03
P ₂ O ₅	0,03	0,06	0,01	0,01	-
Сумма	99,04	99,19	99,20	98,40	99,90
Cr	1000	1100	2366	1777	2078
Ni	850	875	1906	2187	2280
Co	100	100	101	114	107
V	48	56	30,6	8,3	-
La	0,55	0,61	0,66	0,17	0,19
Ce	0,72	0,84	1,17	0,55	0,38
Nd	1,00	1,21	0,63	0,2	0,26
Sm	0,34	0,39	0,237	0,091	0,071
Eu	0,13	0,15	0,116	0,033	0,019
Tb	0,08	0,09	0,064	0,021	0,016
Yb	0,35	0,41	0,3	0,11	0,056
Lu	0,054	0,06	0,049	0,019	0,01

Примечание. 1–4 – шпинелевые лерцолиты, 5 – шпинелевый лерцолит. Анализы: 3–5 – по [Choi et al., 2002].

магматические породы в Японском море выявлены в трех скважинах, две из которых расположены в бассейне Ямато, а одна на севере Японского (Центрального) бассейна (рис. 3.23). Нижнемиоценовые магматические породы этих скважин (включающие силлы и вулканиты) [Cousens, Allan, 1992; Allan, Gorton, 1992] образовались в интервале 21,2–17 млн лет [Kaneoka et al., 1992],

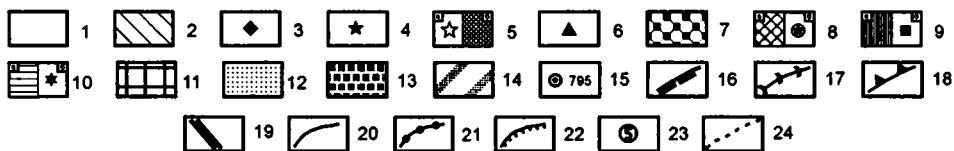
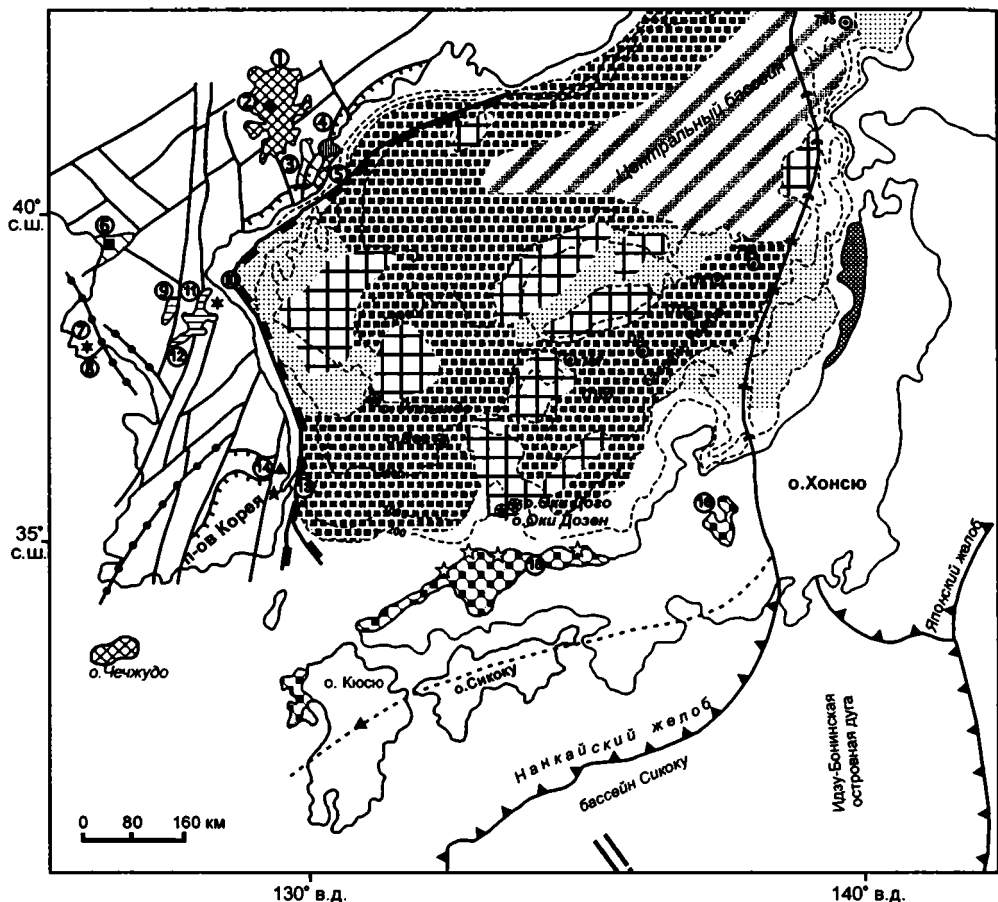


Рис. 3.23. Схема размещения верхнеэоценовых-голоценовых магматических образований в Корейско-Японском регионе [Филатова, Федоров, 2003]

1 – докембрийские-мезозойские образования в пределах Кореи и Японии; 2 – верхнеэоценовые-олигоценовые терригенные и вулканогенные породы (шошонитовая серия); 3–4 – нижне-среднемиоценовые вулканиды: 3 – базальты умереннощелочной серии, 4 – дифференцированные породы толситовой серии; 5 – среднемиоценовые толситы о-ва Хонсю: а) зоны Мацусе, по [Morris, Kagami, 1989] (грабен Симане по [Uto et al., 1994]) и б) грабена Акита-Ямагата, по [Uto et al., 1994], 6 – среднемиоценовые базальты щелочной серии; 7 – верхнемиоцено-голоценовые преимущественно щелочные базальтоиды; 8–9 – плиоцен-четвертичные вулканиды: 8 – базальтоиды умереннощелочной, щелочной, изредка – толситовой серий, а также трахиты и щелочные риолиты (а – ареалы, б – внесмасштабные выходы), 9 – базальты толситовой серии (а – ареал, б – внесмасштабный выход); 10 – четвертичные базальты щелочной серии (а – ареал, б – внесмасштабные выходы); 11–14 – кора Японского моря, по [Taniaki et al., 1992] (для остальной части морских акваторий, включая Желтое море, строение дна не показано): 11 – континентальная, 12 – континентальная, испытавшая деструкцию, 13 – континентальная, ис-

пытавшая рифтогенез и рассеянный спрединг, 14 – новообразованная окраинно-морская; 15 – местоположение скважин ODP (794, 795, 797) и драгировок (D1, D5, D7, D8); 16 – гравитационная ступень, по [Геология Кореи, 1993, Kang et al., 1996]; 17 – зона сжатия в Японском море, по [Jolivet, Tamaki, 1992, Kimura, Yoshida, 1999, Underwood et al., 1992 и др.]; 18 – глубоководный желоб; 19 – зона палеоспрединга бассейна Сикоку, по [Chamot-Rooke et al., 1987]; 20 – преимущественно сдвиги; 21 – преимущественно сбросы; 22 – предполагаемые листрические сбросы; 23 – главные вулканические ареалы (1–14 – п-ова Кореи: 1 – Пэктусан, 2 – Онсупхён, 3 – Намсок грабена Кильчу-Менчхон, 4 – Мёнган, 5 – ареалы горста Чхильбосан, 6 – Анджу, 7 – Чаньён, 8 – Пэннёндо, 9 – Синге-Коксан, 10 – Тхончхон, 11 – Вонсан, 12 – Чугарён, 13–14 – ареалы грабена Пхохан-Яннам: 13 – зоны Яннам, 14 – зоны Пхохан; 15–16 – юго-западной и центральной части о-ва Хонсю: 15 – площади Чугоку, 16 – центральной части о-ва Хонсю; 24 – Срединная Тектоническая Линия Японии

т.е. на этапе раскрытия Япономорского бассейна [Jolivet, Tamaki, 1992]. Базальтоиды скважин обладают составом, меняющимся не только на разных участках морского дна, но и по разрезу одной скважины (табл. 3.12).

Наиболее деплетированные породы выявлены в пределах бассейна Ямато [Poulet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992]. В пробуренной на севере этого бассейна скважине 794 на двух уровнях вскрыты базальты толеитовой серии, датированные ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -методом) в интервале 21,2–19,9 млн лет [Kaneoka et al., 1992]. Базальты нижнего комплекса (уровень 645–740 м) неоднородны и представлены двумя типами толеитов. Один из них по распределению и низкому содержанию некогерентных элементов (рис. 3.24), а также спектру REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=0,8$) (рис. 3.25) близок к составам N-MORB. На диаграмме Th–Hf–Ta фигуративные точки этих толеитов также занимают область N-MORB (рис. 3.18б). Второй тип толеитов нижнего комплекса скважины 794 близок к составам обогащенных MORB – в них выше содержания HFSE и LILE (рис. 3.24), а, кроме того, наблюдается слабое обогащение легкими лантаноидами ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=0,7–1,3$). На диаграмме Th–Hf–Ta их фигуративные точки группируются в области E-MORB. Оба типа толеитов нижнего комплекса несут субдукционные метки, что выражается в незначительном их обогащении Th и Sr и Ta–Nb минимуме (рис. 3.24).

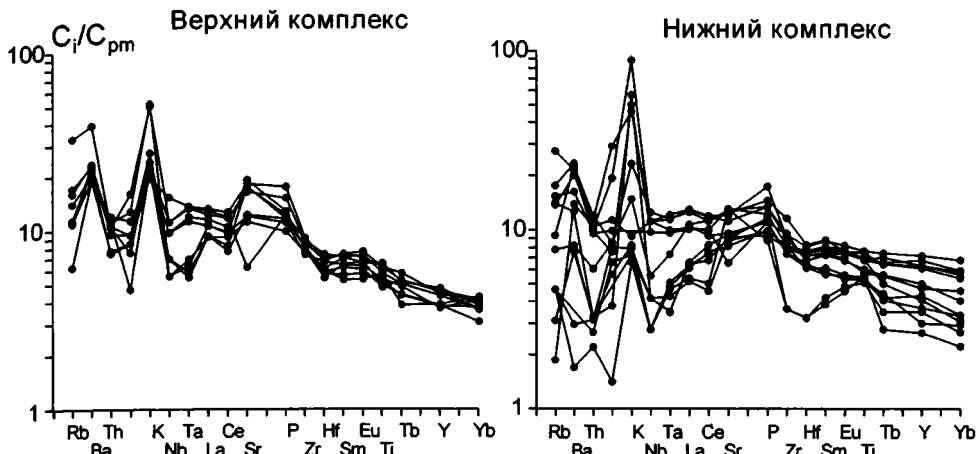
Толеиты верхнего комплекса скважины 794, слагающего интервал 560–645 м, в отличие от пород нижнего, обогащены всеми некогерентными элементами (рис. 3.24) и близки толеитам E-MORB. Спектр распределения REE более фракционированный ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,4–1,8$). На диаграмме Th–Hf–Ta фигуративные точки этих пород располагаются в основном в области составов E-MORB, но из-за влияния субдукционного компонента (устойчивый Ta–Nb минимум) частично смещены в область островодужных составов (рис. 3.18б).

В расположенной на западе бассейна Ямато скважине 797 sillы толеитов установлены на двух уровнях – 575–715 м и 715–900 м. Возраст нижних базальтов ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -датировки) – 19,0–17,7 млн лет [Kaneoka et al., 1992]. Возраст базальтов верхнего комплекса из-за низкого содержания калия не определялся. Толеиты нижнего комплекса характеризуются умеренным обогащением некогерентными элементами (включая REE) по сравнению с базальтами нижнего комплекса скважины 794 (рис. 3.24). Однако по степени обогащенности они весьма неоднородны. Наряду с толеитами, обладающими уплощенным спектром REE, в нижнем комплексе выявлены породы, обогащенные

Таблица 3.12. Представительные анализы вулканитов Японского моря [Allan, Gorton, 1992]

Компонент	Скважина										
	794 ODP					797 ODP					795 ODP
	Комплекс										
	Верхний		Нижний			Верхний		Нижний			
	№ образца, анализа										
	7R-2-8-10	7R-1-46-48	12R-4-85-86	18R-1-44-47	14R-1-70-72	20R-2-104-108	31R-2-36-38	36R-3-2-4	38R-1-23-25	39R-1-9-11	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
SiO ₂	51,27	51,53	50,96	49,37	50,51	51,46	48,36	46,39	50,24	49,27	
TiO ₂	1,44	1,26	1,32	1,67	1,00	0,99	1,24	1,10	1,65	1,79	
Al ₂ O ₃	16,56	17,8	16,97	17,8	19,25	19,15	20,96	20,53	14,91	17,33	
FeO	8,217	7,83	7,362	7,812	7,758	6,993	6,984	8,199	9,252	9,945	
MnO	0,12	0,15	0,16	0,27	0,24	0,22	0,43	0,45	0,19	0,45	
MgO	10,63	9,81	9,42	7,39	6,01	6,02	8,96	12,65	6,13	11,65	
CaO	8,18	6,21	9,09	10,76	9,84	9,73	6,17	4,6	10,04	3,13	
Na ₂ O	2,98	3,89	2,84	3,02	3,05	3,45	3,86	2,81	3,55	3,58	
K ₂ O	0,59	0,82	0,71	0,22	0,49	0,30	0,17	0,40	0,52	0,38	
P ₂ O ₅	0,21	0,20	0,23	0,19	0,26	0,27	0,12	0,10	0,24	0,21	
Сумма	100,20	99,50	99,06	98,50	98,41	98,58	97,25	97,23	96,72	97,74	
Sc	24,6	30,7	37,7	37,8	34,4	36,5	37	38,1	36,7	44,1	
Cr	216	229	214	319	25	25	323	314	134	294	
Ni	88	100	80	124	26	29	172	153	36	-	
Co	29,8	26,1	33,3	46,4	25,6	25,1	52,2	-	33,8	40,9	
Rb	4	10,3	6	3	11,3	4,1	1	9	3	2	
Sr	133	373	275	200	259	243	229	138	276	95	
Ba	133	166	160	6	79	53	12	15	181	70	
Hf	2,31	1,87	2,09	2,51	1,48	1,33	1,86	0,069	3,37	3,11	
Zr	100	92	108	107	69	67	89	67	160	121	
Y	22	17,9	23	33	20,4	22,1	19	15	34	35	
Ta	0,561	0,227	0,476	0,143	0,209	0,192	0,019	1	0,419	0,333	
Nb	11	5	9	3	4	3	-	-	6	-	
Th	1,03	0,91	1,03	0,23	0,44	0,45	0,12	0,09	1,51	0,37	
La	8,89	6,46	8,69	4,56	5,91	6,32	4,23	8,8	11	8,21	
Ce	21,3	14,8	20,0	14,8	13,0	14,2	11,7	6,2	29,5	31,6	
Nd	11,7	8,1	10,0	10,2	7,9	8,9	8,8	2,55	13,8	13,6	
Sm	3,18	2,39	3,24	3,89	2,4	2,63	2,79	0,99	4,63	4,12	
Eu	1,12	0,91	1,14	1,39	0,96	0,99	1,15	0,499	1,54	1,52	
Tb	0,562	0,42	0,612	0,81	0,481	0,49	0,526	1,81	1,0	0,86	
Yb	1,91	2,14	2,00	3,37	2,04	2,18	1,76	0,255	3,45	3,65	
Lu	0,305	0,298	0,323	0,47	0,319	0,381	0,286	1,64	0,538	0,522	

Скважина 794



Скважина 797

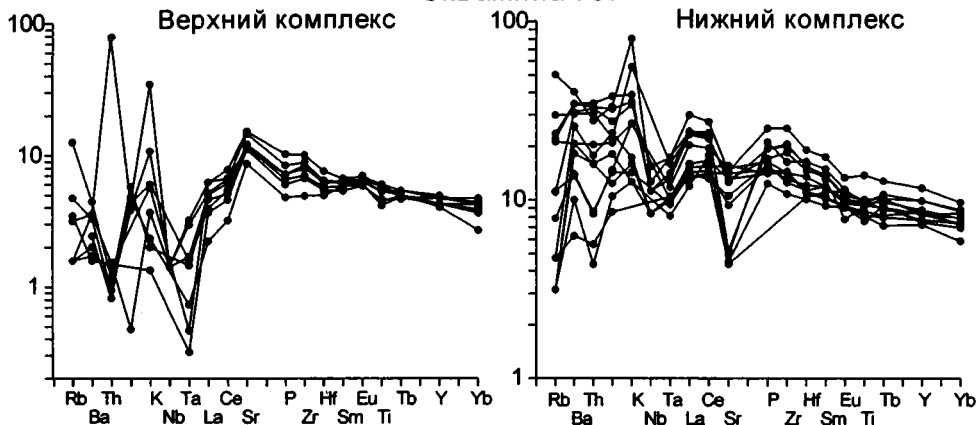
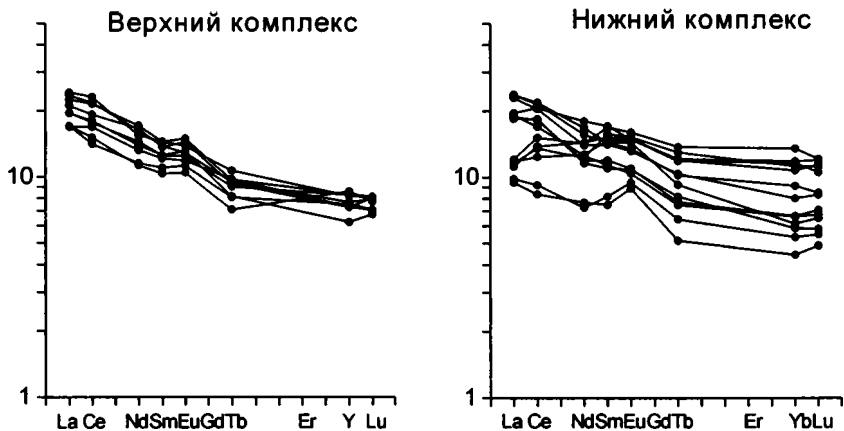
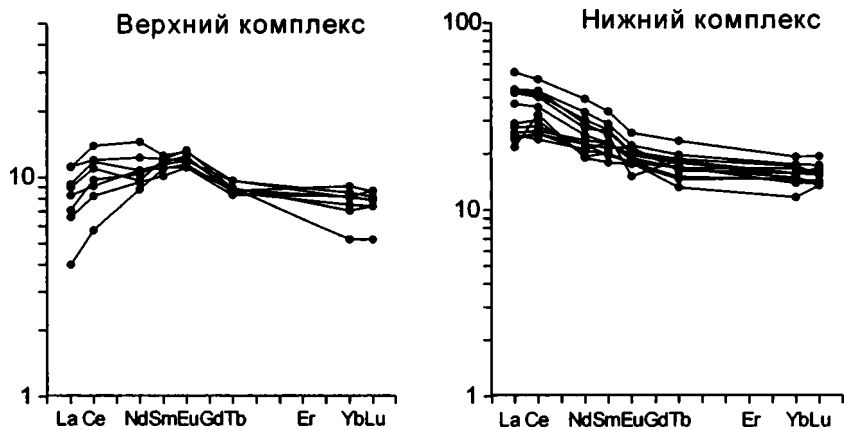


Рис. 3.24. Распределение несовместимых элементов в позднекайнозойских базальтоидах Японского моря [Poucllet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992]

Скважина 794



Скважина 797



Скважина 795

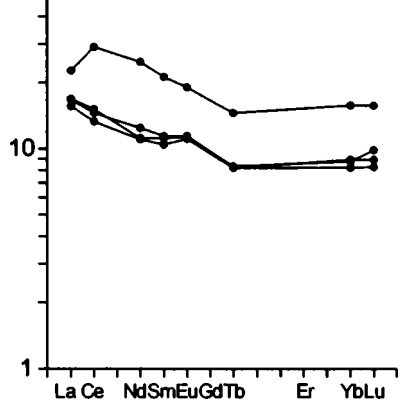


Рис. 3.25. Распределение редкоземельных элементов в позднекайнозойских базальтоидах Японского моря [Poulet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992]

LREE (La_n/Sm_n до 1,7). Наиболее деплетированные базальты нижнего комплекса на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18б) попадают в поле составов N-MORB, несколько смещаясь к границе составов E-MORB. Вместе с тем, эти толеиты несут признаки влияния субдукционного метасоматоза (Ta-Nb минимум), в связи с чем часть их фигуративных точек на диаграмме Th–Hf–Ta группируется в области островодужных составов. Изотопный состав Nd и Sr толеитов скважины 794 и нижнего комплекса скважины 797 близок и колеблется в пределах: $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512684-0,512862$ ($\epsilon Nd=2,4-5,8$) и $^{87}Sr/^{86}Sr=0,703753-0,705634$ (рис. 3.6) [Nohda et al., 1992].

Толеиты верхнего комплекса скважины 797 резко отличны от всех базальтов остальных скважин высокой степенью деплетированности в отношении HFSE и REE (рис. 3.24, 3.25), являясь аналогами толеитов N-MORB. Эти породы характеризуются обеднением LREE, в связи с чем величина отношения La_n/Sm_n составляет 0,5–0,8. На диаграмме Th–Hf–Ta их фигуративные точки занимают крайнюю верхнюю часть области N-MORB, обособляясь от всех остальных деплетированных разностей, встреченных в скважинах Японского моря. Базальты верхнего комплекса скважины 797 отличаются наиболее высокими отношениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513083–0,513158; $\epsilon Nd=8,8-10,8$) и низкими $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70369–0,70436) (рис. 3.6) [Nohda et al., 1992]. Примечательно, что и эти, наиболее сходные с N-MORB базальты, несут признаки влияния субдукционного компонента: по соотношению SiO_2 , щелочей, FeO^* и FeO^*/MgO их фигуративные точки располагаются в области известково-щелочных серий, а, кроме того, они обогащены LILE и обладают Ta-Nb минимумом, более значительным, чем во всех остальных, менее деплетированных толеитах скважины.

В осевой части бассейна Ямато выделяются две субпараллельные цепи подводных гор и возвышенностей, считающихся выражением зоны спрединга этого бассейна [Tatsumoto, Nakamura, 1991], и сложенных трахиандезитами и толеитами [Kaneoka et al., 1992]. При драгировках симаунтов южной части бассейна, наряду с толеитами, были обнаружены трахиандезиты щелочной серии с возрастом 17–11 млн лет ($^{39}Ar/^{40}Ar$ метод), по химическим свойствам типичные для внутриплитного магматизма [Kaneoka et al., 1992]. Эти породы щелочной серии имеют, однако, умеренно низкие величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70348–0,70442) и высокие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512951–0,512998; $\epsilon Nd=5,0-6,6$), что характерно для деплетированного источника типа N-MORB (рис. 3.6). Однако составы среднемиоценовых трахиандезитов бассейна Ямато по соотношению величин $^{207}Pb/^{204}Pb$ (15,441–15,182) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (17,895–18,465) располагаются выше линии NHRL, тяготея к компоненту EMI (рис. 3.7); примечательно, что составы этих пород близки к кайнозойским щелочным вулканитам Северо-Восточного Китая, также сочетающим N-MORB и EMI-свойства. Такая двойственность характеристик среднемиоценовых трахиандезитов связана, вероятно, с влиянием на расплавы WPB-состава деплетированного источника предшествующего, раннемиоценового этапа максимального спрединга в Японском море.

Драгированный на юге бассейна Ямато толеит, подобный N-MORB, возраст которого 7,3 млн лет (K-Ar метод), имеющий более высокие величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70422) и низкие $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512875; $\epsilon Nd=4,8$), по сравнению с трахиандезитами, нуждается в повторном исследовании, поскольку отмечается сильная его измененность, что могло привести к резкому «омоложению» породы.

Смещение химических признаков, свойственных образованиям различных магматических серий, обнаружено также в базальтах и андезитобазальтах скважины 795 Центрального бассейна, располагающихся на уровне 650–760 м. Возраст этих пород (с некоторой долей условности) определен в интервале 23,7–17,1 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировки) [Kaneoka et al., 1992]; считается, что возникли они на начальной стадии раскрытия Японского моря [Allan, Gorton, 1992]. Вулканиды скважины 795 обычно относят к известково-щелочной серии [Allan, Gorton, 1992], учитывая соотношение в них SiO_2 , щелочей, FeO^* и FeO^*/MgO , а также наличие Ta-Nb трога. Однако по содержанию некогерентных элементов (рис. 3.24) эти породы наиболее близки к составам толеитов E-MORB: они деплетированы в отношении HFSE (и лишь незначительно обогащены LILE), обладают выположенным спектром HREE при слабом обогащении LREE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,4\text{--}1,6$). На диаграмме Th-Nb-Ta вулканиды скважины 795 занимают поле, промежуточное между составами E-MORB и IAB, несколько смещаясь в сторону последних (рис. 3.18б).

Интенсивный кайнозойский вулканизм проявился и на о-вах Японского моря (рис. 3.23). Остров Уллындо, расположенный в западной части Японского моря на краю одноименного плато (рис. 3.26), слагают (снизу вверх): 1) толща трахитовых и трахиандезитовых брекчий и лав (видимое основание острова); 2) пикритовые и щелочные оливиновые базальты и их гиалокластиты (формация Додонг возрастом $2,7\pm 0,9$ млн лет) [Kim, Lee, 1983]; 3) толща вулканогенных конгломератов и песчаников; 4) пакет потоков трахитов, фонолитов, трахиандезитов и трахибазальтов, дайки трахитов и фонолитов (формация Уллындо); 5) трахиандезиты Албонг, образующие кальдеру Нари. Согласно K-Ar датировкам базальтов Додонг, геологический возраст пород о-ва Уллындо плиоцен-плейстоценовый [Yoon, 1994; Kim et al., 1999].

Вулканиды о-ва Уллындо представлены порфировыми и редкопорфировыми разностями (за исключением фонолитов и части трахитов). Вкрапленники щелочных оливиновых базальтов и пикритобазальтов образованы оливином (Fo_{88-78}), диопсидом и титан-авгитом, плагиоклазом (An_{70-88}), магнетитом; трахибазальтов – оливином (Fo_{80-75}), титан-авгитом, плагиоклазом (An_{68-85}), магнетитом [Kane et al., 1985]. Основная масса базальтоидов сложена оливином (Fo_{78-74}), авгитом, плагиоклазом (An_{84-56}), магнетитом с мелкими выделениями ильменита, в трахибазальтах – апатита. В трахиандезитах вкрапленники представлены оливином (Fo_{74-60}), авгитом, плагиоклазом (An_{60-32}), калиевым полевым шпатом, иногда керсутитом, биотитом, магнетитом. Основная масса трахиандезитов образована авгитом, плагиоклазом (An_{54-30}), калиевым полевым шпатом, апатитом и биотитом, иногда лейцитом.

Редкопорфировые трахиты содержат субфенокристы авгита, плагиоклазов (An_{50-28}), калиевого полевого шпата, реже – керсутита и биотита. Их основная масса образована клинопироксеном, калиевым полевым шпатом, магнетитом и апатитом, реже – содалитом. Фонолиты, как правило, афировые породы с редкими субфенокристами авгита, калиевого полевого шпата и магнетита. Основная масса фонолитов содержит клинопироксены, оливин (Fo_{35-12}), калиевой полевой шпат, нефелин, содалит, магнетит.

Вулканические породы формаций Додонг, Уллындо и Албонг образуют непрерывный ряд дифференциации от щелочных оливиновых базальтов до фонолитов [Kane et al., 1985].

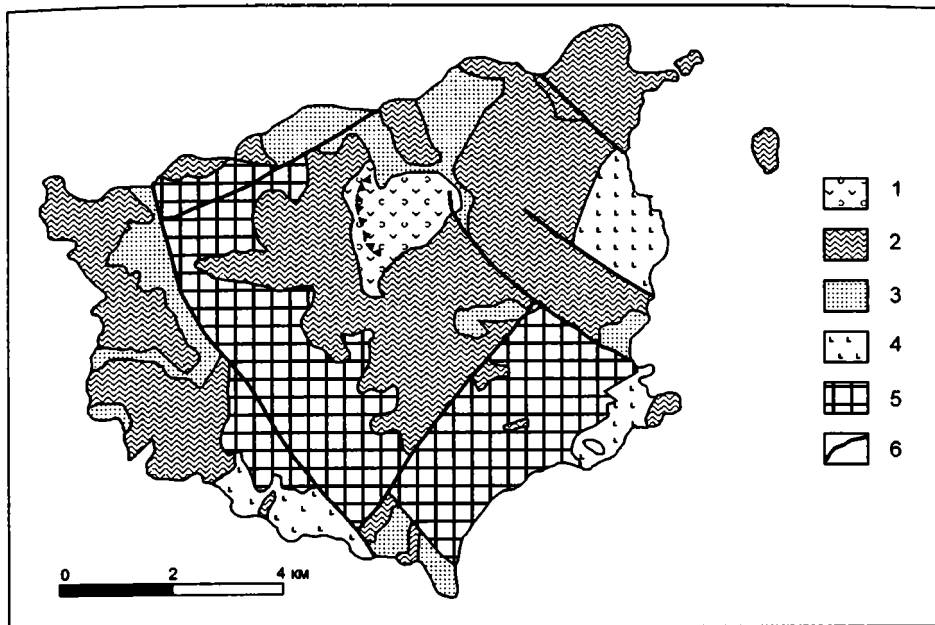


Рис. 3.26. Схема геологического строения о-ва Уллындо [Kane et al., 1985; Yoon, 1997]

1 – трахиандезиты Албонг, кальдера Нари, 2 – формация Уллындо, 3 – вулканогенные конгломераты и песчаники, 4 – базальты формации Додонг, 5 – толща трахитовых и трахиандезитовых брекчий и лав основания острова

Все вулканы о-ва Уллындо являются щелочными, но вместе с тем пикритобазальты и щелочные оливиновые базальты проявляют калиево-натриевую специализацию ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=2,8-5,0\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0,5$), тогда как трахибазальты (фонолиты) – натриево-калиевую ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=6,3-12,5\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \sim 0,7-1,2$). Пикритобазальты и щелочные оливиновые базальты характеризуются низкими содержаниями кремнезема (42,3–44,9%), высокими содержаниями TiO_2 (2,7–3,4), фосфора и пониженными концентрациями алюминия. Базальты сильно обогащены когерентными ($\text{Ni}=170-280$ ppm, $\text{Sc}=30-40$ ppm, $\text{Cr}=230-500$ ppm) и некогерентными (табл. 3.13; рис. 3.17) элементами. Трахибазальты отличаются более высокими содержаниями кремнезема (45,8–49,9%), алюминия, фосфора при сохранении высокой концентрации TiO_2 (2,5–3,3%). В ряду дифференциации щелочной оливиновый базальт–трахибазальт–трахиандезит–трахит–фонолит происходит последовательное увеличение содержаний кремнезема, натрия, калия, рубидия, ниобия и иттрия, снижение концентраций титана (от трахибазальтов), железа, кальция и всех редких когерентных элементов. Резкое увеличение концентрации фосфора при переходе от щелочных базальтов к трахибазальтам и его резкое снижение в последующих продуктах дифференциации связано с массовым фракционированием апатита.

На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18б) фигуративные точки щелочных базальтов и трахибазальтов располагаются в области составов WPB. Спектр распределения REE сильно фракционированный. Величины La_n/Sm_n и La_n/Yb_n увеличиваются от щелочных базальтов к трахитам (от 4 до 9 и от 16 до 23, со-

Таблица 3.13. Представительные анализы кайнозойских вулканитов о-вов Японского моря

Комп.	О-в Уллындо				О-в Оки Дого		
	№ образца, анализа						
	2	3	5	6	206	MSG-2	SBA
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,75	63,23	57,33	47,60	53,04	47,29	48,20
TiO ₂	3,35	0,28	1,31	2,90	1,16	1,82	2,77
Al ₂ O ₃	15,32	20,37	19,31	17,41	-	14,14	16,68
Fe ₂ O ₃	12,28	4,13	5,67	10,27	-	9,98	9,44
FeO	-	-	-	-	7,66	-	-
MnO	0,17	0,19	0,14	0,17	0,13	0,14	0,18
MgO	8,05	0,33	1,67	3,89	5,57	11,54	7,82
CaO	10,60	1,58	3,82	8,52	10,11	9,49	7,75
Na ₂ O	2,85	7,85	5,71	3,49	2,81	3,49	3,51
K ₂ O	1,33	6,87	5,72	2,75	2,70	1,65	2,82
P ₂ O ₅	0,70	0,09	0,33	0,88	0,77	0,47	0,84
Rb	30	180	160	70	57	46	79
Ba	640	120	870	103	993	520	970
Sr	850	70	610	1040	821	600	830
Th	7,43	28,4	19,8	9,47	2,79	3,42	6,92
Ta	4,1	10,6	6,8	5,2	0,27	2,40	4,40
Hf	5,47	13,7	9,29	6,19	3,97	3,90	6,86
Zr	290	670	480	320	163	160	280
Y	20	40	40	30	20	19	28
La	56,3	115	87,5	73,2	17,7	25,90	44,90
Ce	106	177	142	141	38,30	50,20	88,70
Nd	47,6	54,4	42,9	52,4	15,50	28,00	41,70
Sm	8,46	8,12	6,57	8,98	4,48	5,14	9,09
Eu	2,56	1,21	2,12	2,97	1,47	1,86	2,71
Tb	1	1,13	0,81	1,02	0,88	0,77	1,02
Yb	2,29	3,83	2,52	2,15	1,73	2,27	2,25
Lu	-	-	-	-	0,28	-	-

Примечание. Все анализы пересчитаны на сухой остаток. Анализы: 1–4, 6–7 – по [Nakamura et al., 1989; 1990], 5 – по [Uto et al., 1994].

ответственно) (рис. 3.19), характеризую сильно обогащенный источник. Вулканиты о-ва Уллындо отличаются варьирующими изотопными отношениями стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7038\text{--}0,7092$), высокими свинца ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,71\text{--}38,80$) и пониженными неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51246\text{--}0,51266$) (рис. 3.6, 3.7) [Tatsumoto, Nakamura, 1991; Kim et al., 1999]. В целом, Nd и Sr изотопные ха-

рактистики пород о-ва свидетельствуют о гетерогенности состава источников [Kim et al., 1999]. Так, в течение 2,7–1,0 млн лет были извергнуты большие объемы базальтоидов, характеризующих обогащенную мантию с параметрами $\epsilon Nd = -1,6 \div -2,2$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,705 - 0,706$. Их накопление привело к формированию субаэрального основания о-ва. На последующих этапах вулканизма (0,2–0,8 млн лет) большую роль играли процессы фракционирования и контаминации щелочных базальтовых магм веществом коры, приведшие к образованию трахитов, отличающихся высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (до 0,709). В конечную стадию развития (около 0,01 млн лет) формируются относительно гомогенные ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704$) трахиандезитовые лавы, слагающие кальдеру Нари. Их формирование связывается с плавлением мантийного источника, характеризующегося $\epsilon Nd = -0,1 \div -1,1$ и $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,704$.

Острова Лианкур (Дог), располагающиеся в 90 км юго-восточнее о-ва Уллындо (рис. 3.23), сложены эффузивно-пирокластическими отложениями. Выделяются две стадии вулканической активности, причем эффузивная деятельность была проявлена только на поздней [Kim et al., 1987] и представлена калиевой щелочной серией. К-Аг возраст пород изменяется от 4,6 до 2,5 млн лет [Sohn, 1995]. По данным, приведенным в работе [Kim et al., 1987], щелочная серия включает щелочные базальты, трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и фонолиты. Содержание кремнезема изменяется от 44 до 58% при суммарной щелочности от 4,7 до 12,5%. Все породы *Ne*-нормативные. Концентрации несовместимых элементов (Rb, Y, Ce, Nb и Zr) увеличиваются с ростом SiO₂, что позволило Й. Ким с коллегами объединить породы в единую серию [Kim et al., 1987]. Отношения изотопов стронция увеличиваются при переходе от щелочных базальтов к фонолитам ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70494 - 0,70543$), изотопный состав неодима ($^{143}Nd/^{144}Nd = 0,512496 - 0,512603$; $\epsilon Nd = -0,6 \div -2,5$) и свинца близок к такому в вулканиках о-ва Уллындо (рис. 3.6, 3.7) [Tatsumoto, Nakamura, 1991].

Щелочной вулканизм проявлен и на архипелаге Оки (о-ва Оки-Дого и Оки-Дозен), расположенном на южном фланге банки Оки, ограниченной с юга одноименным грабеном, протягивающимся вдоль западной части о-ва Хонсю на 500 км. Ранне-среднемиоценовые осадки и вулканики полностью заполняют грабен, гранитное основание которого опущено более чем на 1000 м. Вулкано-осадочные образования в южной части грабена смяты в складки, и эта часть грабена выделяется как пояс Синди. Вулканическая активность в пределах грабена началась около 24 млн лет назад [Kano, 1991] синхронно с рифтогенезом и прекратилась около 14–15 млн лет назад. Этот грабен может рассматриваться как рифтовая структура типа «Бассейнов и Хребтов», развитие которой происходило в течение раскрытия Японского моря.

Остров Оки Дого слагают (снизу вверх): 1) нижнепротерозойские метаморфические, палеозойские, мезозойские и палеогеновые (?) гранитоидные породы (видимое основание острова); 2) калиевые щелочные вулканики и вулканогенно-осадочные отложения (формация Кори возрастом 18,0–19,2 млн лет); 3) толща щелочных вулкаников среднего-кислого состава (группа трахитов-риолитов Оки возрастом 5,42–5,49 млн лет); 4) толща щелочных вулкаников, среди которых выделяются: группа базальтов Омине, группа трахитов и кварцевых риолитов Цузура, группа трахитов Хей (возрастом 2,35–4,38 млн лет); 5) группа базальтов Сайго (0,63–1,22 млн лет) и груп-

па Мисаки, базальты которой слагают наиболее молодые вулканические постройки острова (0,55 млн лет) [Uto et al., 1994].

Раннемиоценовые базальты формации Кори характеризуются высокими содержаниями щелочей и калиевой специализацией ($K_2O/Na_2O=0,7-1,0$), высокими отношениями LILE/HFSE, что позволило Г. Ксю отнести их к шошонитовой серии, возникшей при рифтогенезе континентальной коры в ходе образования Японского моря [Ху, 1988]. На спайдерграмме базальты характеризуются дифференцированным спектром распределения несовместимых элементов, сильной отрицательной Ta-Nb аномалией (рис. 3.27), что сближает их с надсубдукционными магматическими образованиями. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18б) базальты также располагаются в поле островодужных пород. Однако распределение REE слабо фракционированное ($La_n/Sm_n=2,1-2,7$; $La_n/Yb_n=4,3-6,7$) (рис. 3.28), и породы наиболее обогащены K и Ba, а не Rb, LREE, Th, в отличие от шошонитов островных дуг и активных континентальных окраин.

Позднемиоценовая группа Оки образована преимущественно трахитами, щелочными риолитами и, в меньшей степени, муджиеритами. Вулканыты принадлежат к щелочной серии ($Na_2O+K_2O=6,5-10,6\%$) и отличаются повышенной калиевостью ($K_2O/Na_2O=0,8-1,4$). Все породы характеризуются высокими содержаниями некогерентных элементов с сильным минимумом Sr в муджиеритах и P_2O_5 в трахитах на спайдерграмме (рис. 3.27). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18б) муджиериты занимают промежуточную область между составами островодужных и внутриплитных базальтов, отчетливо смещаясь в область последних. Распределение REE (рис. 3.28) сильно фракционированное в муджиеритах ($La_n/Sm_n=3,1-3,7$; $La_n/Yb_n=15,7-16,1$) с возрастающими в трахитах значениями La_n/Sm_n (5,2–5,9) и сходстве отношений La_n/Yb_n (14,8–16,7). Установлена генетическая связь между основными и кислыми членами щелочной группы Оки, при которой муджиериты, трахиты и щелочные риолиты рассматриваются как продукты смешения [Uto et al., 1994].

Среди плиоцен-плейстоценовых вулкаников выделяются две серии: щелочных оливиновых базальтов–муджиеритов–трахитов–кварцевых риолитов и щелочных оливиновых базальтов–трахиандезитов–риолитов. Щелочные оливиновые базальты плейстоцена образуют шлаковые конусы и отдельные лавовые потоки [Morris, Kagami, 1989]. Базальты данного этапа обнаруживают сходство состава и отличаются относительно высокими содержаниями щелочей ($Na_2O+K_2O=4,3-6,4\%$) при умеренной доли в них калия ($K_2O/Na_2O=0,2-0,7$) [Uto et al., 1994]. Содержания некогерентных элементов высокие, но несколько ниже, чем в позднемиоценовых муджиеритах (рис. 3.27) при сходстве поведения элементов. Подобный характер распределения присущ и редкоземельным элементам (рис. 3.28), имеющим фракционированный спектр распределения ($La_n/Sm_n=2,9-3,3$; $La_n/Yb_n=7,5-13,9$). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 3.18б) базальты располагаются в области внутриплитных составов.

Острова Дозен представляют собой вулканическую постройку, сформированную на цоколе неогеновых осадочных и вулканогенных пород. В развитии вулкана выделяются несколько стадий вулканической деятельности: 1) стадия соммы, представленная щелочными оливиновыми базальтами и гавайитами на раннем цикле и трахибазальтами – шошонитами – на позднем, 2) ста-

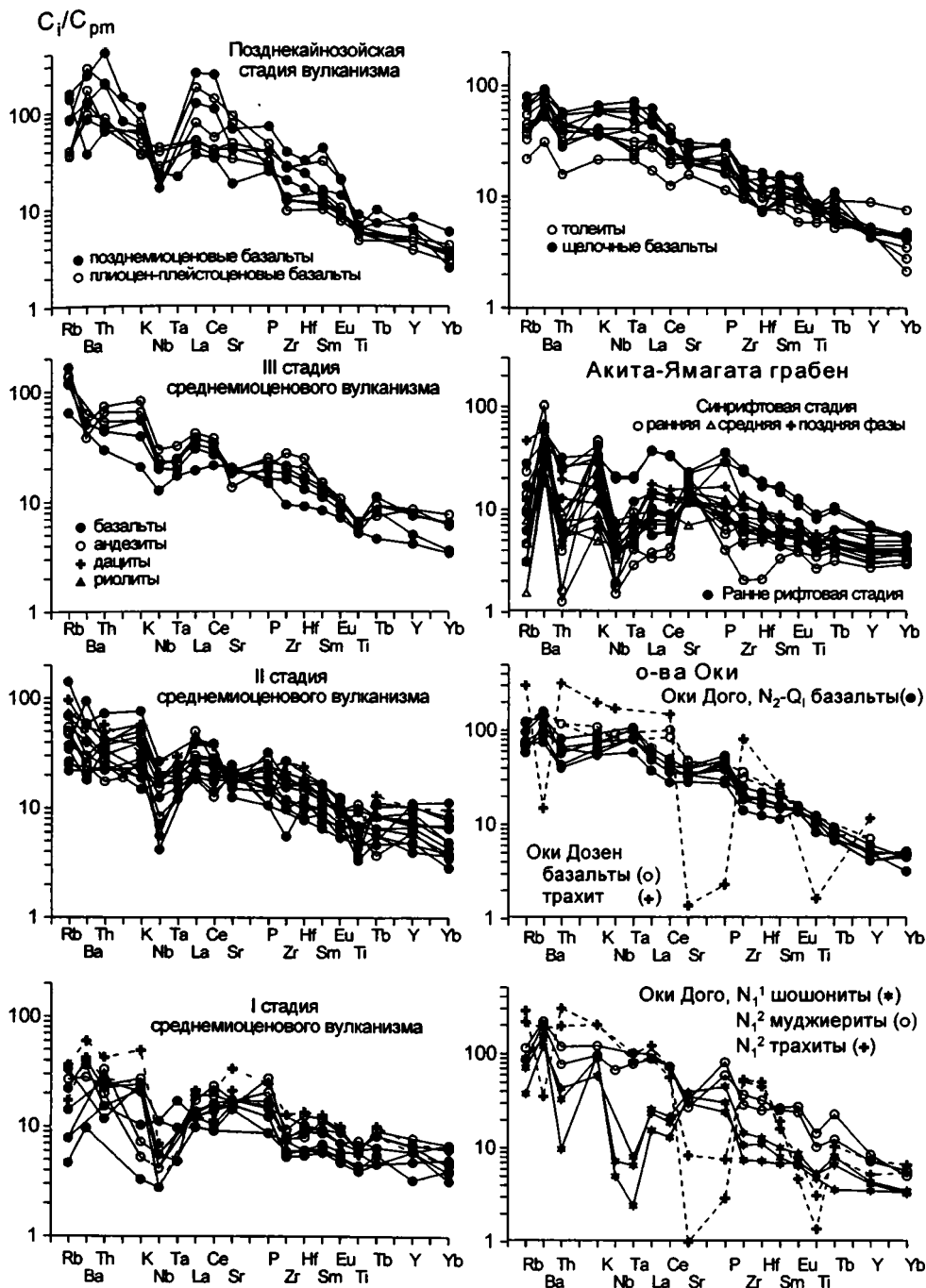


Рис. 3.27. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканических породах Юго-западной Японии
 Источники анализов см. в тексте

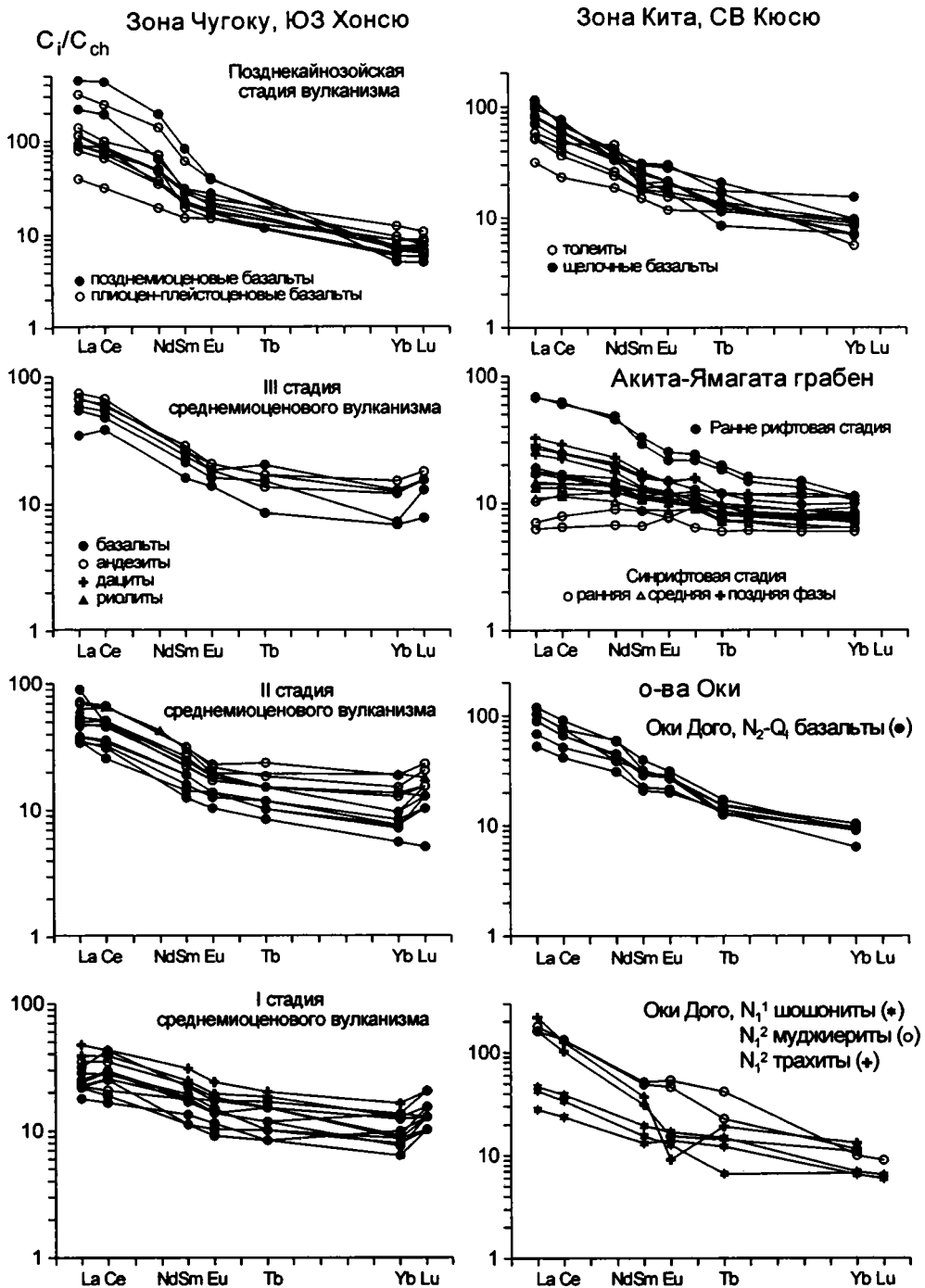


Рис. 3.28. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканических породах Юго-западной Японии
Источники анализов см. в тексте

дия центрального конуса с накоплением трахитов, 3) стадия паразитических вулканов и субвулканических тел образованных трахитами и латитами, 4) внедрение даек трахибазальтов [Morris, Kagami, 1989]. Все слагающие вулкан породы принадлежат щелочной серии. Отмечается увеличение общей щелочности от щелочных оливиновых базальтов к латитам и смена натриевой специализации пород на калиевую.

Сравнение вулканогенных образований о-вов Оки в целом и базальтоидов в частности показывает, что, несмотря на близость возраста формирования и структурного положения, вулканиды о-ва Дозен отличаются существенно калиевой специализацией, они более обогащены всеми некогерентными элементами и, в большей степени, LILE. На диаграмме Th–Hf–Ta составы базальтоидов Оки располагаются в поле внутриплитных пород (рис. 3.186). Отношения Ce_n/Sm_n в щелочных базальтах изменяются от 2,1–2,5 на о-ве Дого до 3,5–4,5 на о-вах Дозен. Существенно различаются они и по изотопному составу (рис. 3.6): значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах о-ва Дого составляют 0,51257–0,51283 ($\epsilon Nd=+3,7\div-1,3$) при $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70474-0,70566$ [Iwamori, 1992], тогда как те же величины базальтоидов о-ва Дозен лежат в пределах соответственно 0,512314–0,512411 ($\epsilon Nd=-4,3\div-6,2$) и 0,705460–0,707476 [Morris, Kagami, 1989].

Кайнозойский вулканизм в юго-западной части Японии

В пределах японскоморской окраины о-вов Хонсю и Кюсю ранне-среднемиоценовые и позднемиоцен-голоценовые вулканиды известны преимущественно в пределах грабенов Симане (зона Чугоку) и Акита-Ямагата (рис. 3.23).

Миоценовый грабен Симане простирается в северо-восточном направлении на расстояние свыше 400 км [Miyake, 1994]. Среднемиоценовые вулканиды здесь по времени образования разделяются на три стадии. К первой отнесены силлы и единичные лавовые потоки, образованные базальтами, андезитами и дацитами возрастом 14,2 млн лет [Morris, Kagami, 1989], а также экстрезии риолитов. Во второй стадии (13,4 млн лет) происходило накопление потоков подушечных базальтов, андезитов, дацитов и риолитов, в третьей – формирование потоков базальтов и андезитов. Позднемиоценовые базальты (10,7–11,2 млн лет) в этом районе выделяются как формация Мацуэ.

Среднемиоценовые вулканиды принадлежат умереннокалиевой толеитовой серии (табл. 3.14). По данным, приведенным в работе [Miyake, 1994], внутри каждой стадии с ростом содержания SiO_2 происходит увеличение величины $tFeO/MgO$ и снижение количества глинозема при постоянстве концентраций несовместимых элементов, что, наряду с одинаковым изотопным составом Sr и Nd ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,704398-0,704958$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512759-0,512788$; $\epsilon Nd=3,3$), позволило рассматривать вулканиды как единые породные серии, члены которых генетически связаны процессом кристаллизационной дифференциации.

Среднемиоценовые вулканиды характеризуются обогащением LILE относительно HFSE, выраженным Ta-Nb минимумом, что сближает их с надсубдукционными вулканидами. Вместе с тем, часть базальтов имеет характеристики, присущие обогащенным толеитам, что наглядно отображается на диаграмме Th–Hf–Ta, где базальты тяготеют к составам T- или E-MORB, хотя не-

Таблица 3.14. Представительные анализы кайнозойских вулканитов западной окраины Японии

Компонент	Юго-западная часть о-ва Хонсю									
	Ареал									
	Грабен Симане									
	№ образца, анализа									
	SP1-3	SP1-5	SP1-12	SP2-1	SP2-6	SP3-1	SP3-6	PM18	PM21	PM17
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	48,70	52,51	60,90	49,01	57,97	49,16	59,82	48,17	49,80	52,77
TiO ₂	0,90	1,47	1,21	1,38	1,25	1,16	1,40	1,96	1,60	1,52
Al ₂ O ₃	17,47	16,57	14,76	17,74	15,52	17,50	16,41	17,46	16,60	16,46
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO*	8,24	9,62	6,21	8,59	6,89	7,40	6,04	7,47	7,56	6,50
MnO	0,16	0,29	0,10	0,16	0,23	0,17	0,16	0,13	0,12	0,09
MgO	7,90	3,19	2,32	7,87	2,22	4,28	2,52	5,52	7,89	3,70
CaO	9,44	7,50	4,07	10,28	6,37	11,57	6,01	8,05	7,12	7,58
Na ₂ O	2,82	3,42	4,04	2,55	4,35	2,89	3,83	3,61	3,74	4,09
K ₂ O	0,74	0,73	1,48	0,70	1,16	0,62	1,95	2,06	1,52	3,36
P ₂ O ₅	0,21	0,22	0,42	0,25	0,33	0,25	0,42	0,67	0,43	1,20
Сумма	96,58	95,52	95,51	98,53	96,29	95,00	98,56	95,10	96,38	97,27
Cr	183	-	-	223	-	104	-	14	169	50
Ni	103	7	-	137	2	41	4	31	165	42
Co	34	30	13	36	12	28	16	31	45	26
Rb	21	13	23	14	45	41	89	56	48	101
Sr	333	383	708	403	359	427	390	975	514	1401
Ba	-	222	415	-	210	-	267	910	413	1692
Hf	1,9	2,6	4,2	3,8	4,4	2,8	5,1	7,3	5,3	9,9
Zr	64	87	144	109	174	105	224	314	225	435
Y	15	34	32	21	33	19	39	30	25	29
Ta	0,4	-	0,2	1,0	0,8	0,7	0,9	-	-	-
Nb	8	2	5	12	11	9	17	12	13	15
Th	1,0	1,9	3,6	1,9	3,6	2,5	5,5	16,5	7,8	34,4
La	8,3	10,8	14,6	13,3	18,4	13,1	25,2	83,3	34,0	169,0
Ce	18,6	27,1	37,9	25,2	44,9	37,5	59,8	189,0	83,8	421,0
Sm	2,6	4,5	5,7	3,3	5,2	3,7	6,1	7,1	5,2	19,0
Eu	0,9	1,3	1,7	1,2	1,5	1,2	1,6	2,4	1,5	3,5
Tb	0,6	0,6	1,1	0,6	0,9	0,5	0,8	0,8	0,7	1,1
Yb	2,0	2,2	3,2	1,9	3,2	1,7	3,0	1,9	1,6	1,3
Lu	0,4	0,4	0,6	0,4	0,6	0,3	0,6	0,3	0,3	0,2

Окончание таблицы 3.14

Компонент	Юго-западная часть о-ва Хонсю			Северо-восточная часть о-ва Хонсю						
	Ареал									
	Чугоку			Грабен Акита-Ямагата						
	№ образца, анализа									
	TK-2	TK-15	TK-25	17	18	19	20	8	9	1
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
SiO ₂	47,66	46,73	46,05	46,14	49,73	49,07	48,91	46,14	47,44	50,15
TiO ₂	1,47	2,59	2,37	0,9	0,88	2,00	1,79	1,23	1,12	1,27
Al ₂ O ₃	18,50	15,65	14,76	20,10	19,71	17,23	18,64	16,63	15,27	15,53
Fe ₂ O ₃	9,4	12,36	10,98	10,03	7,75	9,98	9,67	7,88	10,16	9,31
FeO*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,13	0,16	0,17	0,06	0,15	0,12	0,07	0,16	0,12	0,12
MgO	6,18	8,08	9,54	6,87	4,00	7,03	5,31	8,20	7,24	6,68
CaO	10,47	8,92	9,86	5,02	9,83	7,75	7,66	8,67	9,12	5,77
Na ₂ O	3,02	2,96	2,81	2,95	3,28	3,41	3,31	2,28	2,03	3,80
K ₂ O	0,57	1,82	1,80	1,25	0,63	0,98	1,04	0,57	0,15	0,49
P ₂ O ₅	0,40	0,63	0,62	0,14	0,14	0,62	0,50	0,22	0,19	0,18
Сумма	97,8	99,90	98,96	100,05	99,06	100,52	97,61	99,34	99,96	100,12
Rb	15,2	36,5	70	11	2	4	6	2	5	6
Ba	340	560	570	251	296	445	413	229	481	475
Sr	740	730	710	320	434	494	480	316	331	250
Th	2,12	4,73	6,33	0,59	0,56	2,13	2,75	0,82	0,57	1,68
Ta	0,8	2,8	2,6	0,19	0,19	0,87	0,83	0,34	0,25	0,22
Nb	-	-	-	2,69	3,08	15,2	14,4	3,52	3,33	2,9
Hf	2,4	5,3	4,86	1,74	1,89	5,3	5,9	-	2,91	1,53
Zr	110	250	230	69,8	75,8	281	263	86,9	122	51,3
Y	16,1	23,4	28	18	15,4	32,7	31	13,8	20,5	18,1
La	17,5	36	44,9	7,17	6,48	25,7	26,1	4,11	6,55	9,1
Ce	34,2	75,4	87,2	16,4	15,4	61,2	59,1	11	16,3	21,8
Pr	-	-	-	2,25	2,12	7,59	7,77	1,55	2,33	2,77
Nd	17,8	37	34,8	10,1	9,64	32,7	34,7	7,38	11,3	12,6
Sm	3,75	7,38	7,6	2,56	2,55	7,62	6,7	2,03	2,98	3,07
Eu	1,17	2,41	2,21	0,95	0,91	2,19	1,88	0,75	1,02	1,06
Gd	-	-	-	3,1	2,95	7,51	6,74	2,76	3,81	3,24
Tb	0,53	0,89	0,88	0,49	0,47	1,17	1,08	0,42	0,58	0,56
Dy	-	-	-	3,23	3,04	6,32	5,77	2,74	3,74	3,19
Ho	-	-	-	0,67	0,65	1,25	1,17	0,55	0,76	0,71
Er	-	-	-	1,95	1,86	3,81	3,36	1,61	2,21	2,05
Tm	-	-	-	0,28	0,28	0,5	0,44	0,23	0,33	0,32
Yb	1,77	1,91	2,53	1,74	1,87	2,82	2,62	1,6	2,28	2,08
Lu	-	-	-	-	-	0,45	0,41	0,24	0,34	0,3

Примечание. Анализы: 1–10 – грабен Симане [Miyake, 1994]: 1–3 – первая стадия, 4, 5 – вторая стадия, 6, 7 – третья стадия, 8–10 – формация Мацуэ; 11–13 – группа Чугоку [Nakamura et al., 1989; 1990]; 14–20 – грабен Акита-Ямагата [Yagi et al., 2001]: 14–17 – раннерифтовая стадия, 18–20 – синрифтовая стадия.

которые их разности обладают характеристиками IAB (рис. 3.18б). Существующие различия между вулканитами разных стадий отчетливо проявлены на спайдерограммах (рис. 3.27). Видно, что от вулканитов 1-ой стадии к вулканитам 3-ей увеличиваются концентрации LILE при некотором снижении HFSE, уменьшается Ta-Nb минимум. Концентрации La последовательно возрастают от базальтов 1-ой стадии к базальтам 3-ей (во всех вулканитах 1-ой стадии $La < 15$ г/т, 2-ой – < 25 г/т и 3-ей – < 30 г/т) и соответственно увеличивается степень фракционирования базальтов ($La_n/Yb_n = 1,7-3,5; 3,4-6,3; 4,5-7,5$) (рис. 3.28). Аналогичное изменение химизма в вулканитах разных стадий выявляется при анализе межэлементных отношений. Так, отношения Zr/Nb и Sm/Hf, характеризующие эти величины в источнике, уменьшаются от базальтов 1-ой стадии к базальтам 3-ей, отражая уменьшение степени деплетированности, что согласуется с данными, приведенным в работе [Morris, Kagami, 1989], где показано уменьшение радиогенного неодима с уменьшением возраста пород (ϵNd изменяется от 2,95 до 2,40). Близкие по составу среднемиоценовые толеиты известны также к юго-западу от грабена Симане в ареале Какея [Sawada, 1978].

Среднемиоценовые вулканиты слагают грабен Акита-Ямагата на северо-востоке о-ва Хонсю [Miyake, 1994; Yagi et al., 2001]. Здесь, по данным [Yagi et al., 2001], вулканическая деятельность может быть разделена на две стадии: раннерифтовую (~20–16,5 млн лет) и синрифтовую (16,5–13,5 млн лет).

Раннерифтовая стадия характеризуется развитием бимодальной (щелочные базальты и туфы андезитобазальтового состава) ассоциации. Щелочные оливиновые базальты отличаются умеренным до высокого обогащением HFSE (табл. 3.14; рис. 3.27), низкими значениями Nb/La (0,3–0,6), фракционированным распределением REE ($La_n/Sm_n = 1,7-2,3$, $La_n/Yb_n = 2,3-6,5$) (рис. 3.28), высокими отношениями $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,705$.

Синрифтовый вулканизм, среди проявлений которого различаются ранняя, средняя и поздняя фазы [Yagi et al., 2001], отличается широким развитием базальтов толеитовой серии. Базальты характеризуются более низкими концентрациями HFSE (рис. 3.27), слабо фракционированным распределением REE ($La_n/Sm_n = 0,8-1,8$, $La_n/Yb_n = 1,0-2,8$) (рис. 3.28), более высокими отношениями Nb/La (0,4–0,9) и низкими $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0,703$. Характерно последовательное увеличение значений La_n/Yb_n , Th/Hf в базальтах от ранней синрифтовой стадии к поздней.

Позднемиоценовые базальты формации Мацуэ, слагающие также грабен Симане и относящиеся к позднемиоцен-голоценовой группе Чугоку, принадлежат к умеренно щелочной серии ($Na_2O + K_2O = 2,8-6,7\%$) и отличаются повышенной калиевостью ($K_2O/Na_2O = 0,4-1,1$). Они сильно обогащены крупноионными элементами и, в первую очередь, LREE, Th. Для базальтов характерно сильно фракционированное распределение REE ($La_n/Sm_n = 3,9-7,1$, $La_n/Yb_n = 14-85$). Однако базальты отличаются высокими отношениями Zr/Nb (17–29), близкими базальтам 1-ой стадии среднемиоценового этапа вулканизма, а также N-MORB (30). Вероятно, первоначально деплетированный источник базальтов Мацуэ был метасоматически изменен на мел-палеоценовом этапе субдукции, что подтверждается низким изотопным составом неодима (ϵNd изменяется от –0,55 до –3,14) [Morris, Kagami, 1989].

Ареал Сингу, расположенный в центральной части о-ва Сикоку, образован дайками лампрофиров возрастом 17,7 млн лет [Uto et al., 1987], содержащих

большое количество ксенолитов глубинных пород [Goto, Arai, 1987]. Породы характеризуются типичным для щелочных внутриплитных образований поведением некогерентных элементов с отсутствием резких максимумов в распределении LILE и минимумов – в HFSE, что исключает вероятность обогащения лампрофиров крупноионными литофилами за счет метасоматоза над-субдукционными флюидами [Uto et al., 1994].

Иной характер носят позднемиоценовые-голоценовые (11,2–0,1 млн лет) преимущественно щелочные базальтоиды групп Чугоку и Кита о-вов Хонсю и Кюсю (рис. 3.23). Они характеризуются высоким содержанием TiO_2 , P_2O_5 , пониженным Al_2O_3 [Iwamori, 1992; Morris, Kagami, 1989; Nakamura et al., 1989; 1990]. Базальты обогащены LILE и HFSE; по спектру их распределения на спайдерограммах (рис. 3.27, 3.28) и соотношению Th–Hf–Ta это типично внутриплитные базальты, хотя часть этих пород смещена в область IAB (рис. 3.18). С щелочными базальтами тесно ассоциируют немногочисленные потоки толеитов, отличающиеся уменьшением содержаний TiO_2 , LILE и HFSE, увеличением Al_2O_3 и менее дифференцированным спектром REE. На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 3.18б) толеиты занимают пограничные области между составами WPB и IAB. В целом, для вулканитов площади Чугоку не характерен Ta-Nb минимум, хотя он и выявлен у части базальтов. Рассматриваемые базальтоиды обладают широкими вариациями (0,512471–0,512788) отношений изотопов Nd (рис. 3.6).

Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах восточной окраины Азии

Проблема реконструкции геодинамических обстановок формирования столь гетерогенного, как показано выше, кайнозойского магматизма восточной окраины Азии непосредственно смыкается с проблемой расшифровки геодинамических событий в кайнозое в области сочленения восточного края Евразийской плиты и океанических плит Тихого океана. Значительную часть этой проблемы составляет вопрос происхождения Японского моря, который до сих пор остается дискуссионным.

Чаще всего Японское море рассматривается в качестве задугового или тыловодужного (back-arc basin), как бассейна, образованного в результате развития кайнозойских островных дуг Японии. Однако в последние годы это море нередко относят к бассейнам типа «пулл-апарт», а его происхождение (как и ряда других морских бассейнов близ восточной и юго-восточной Азии) связывается с движениями по сдвигам [Ханчук, Иванов, 1999; Peltzer, Tapponnier, 1988; Jolivet et al., 1990; 1992; 1995; Lallemand et al., 1987; Flower et al., 19986 и др.]. Но и в этой модели Японское море рассматривается в качестве тыловодужного, поскольку во всех (за редким исключением) палеогеодинамических реконструкциях процесс субдукции плит Тихого океана под континентальную микроплиту Японских о-вов считался непрерывным в течение всего кайнозоя, хотя доказательства перманентности этого процесса не приводятся.

Синтез данных по кайнозойскому магматизму по трансекту Восточно-Китайская рифтовая система – п-ов Корея – Японское море – юго-западная Япония позволил реконструировать геодинамические обстановки формиро-

вания этого гетерогенного магматизма и предполагаемых его источников [Филатова, Федоров, 2002]. При этом было учтено, что тектоника и геодинамика востока Евразии и прилежащих частей Тихого океана в значительной степени определялись кайнозойской Индо-Евразийской коллизией [Peltzer, Tarponnier, 1988; Tarponnier et al., 1986 и др.], в результате чего восточный край Евразийского континента был рассечен системой сдвигов, закономерно сопряженных с другими разломами. Кроме того, палеогеодинамические реконструкции (рис. 3.29) базировались на ряде ранее разработанных моделей, учитывающих результаты глубоководного бурения в Японском море [Jolivet et al., 1990; 1992; 1995 и др.]. Однако выявленная латеральная зональность кайнозойского вулканизма Корейско-Японского региона и закономерности смены его во времени позволили существенно уточнить, а в ряде случаев и изменить имеющиеся палеорекострукции, охарактеризовав при этом генетический тип Японского моря [Филатова, Федоров, 2002].

При анализе кайнозойской эволюции магматических и тектонических событий на восточной окраине Азии отправным рубежом следует считать *маастрихт-палеоценовый этап*.

В Корейско-Японском регионе Евразии формировался Корейско-Южно-Японский надсубдукционный вулканический пояс [Филатова, Чанг, 2000], являвшийся одним из сегментов протяженного, связанного с субдукцией пояса, окаймлявшего Тихий океан с запада и севера (рис. 29а). В южной части Сихотэ-Алиня в это время вслед за непродолжительным спадом вулканической деятельности происходит формирование мощных андезитовых толщ. На континентальном склоне и внешней части глубоководного желоба накапливались турбидиты зоны Симанто, продолжавшиеся далее на север на территорию восточного Хоккайдо, западного Сахалина и в Укэляятскую зону Корякии [Ханчук, Иванов, 1999]. Поскольку субдуцируемая океаническая плита была косо ориентирована по отношению к краю континента, на последнем возникли левосторонние сдвиги; такого же типа перемещения происходили и по ранее сформировавшемуся сдвигу Тан-Лу [Филатова, Чанг, 2000; Ханчук, 2000; Ханчук и др, 1997; Sakai, Okada, 1997].

В пределах Восточно-Китайской рифтовой системы в данный-палеоценовое время развивается толентовый, а в отдельных ареалах и щелочно-базальтовый вулканизм, связанный с активизацией рифтовых впадин и формированием Западно-Тихоокеанского рифтового пояса, наложившегося своим западным флангом на восточную часть Северо-Китайской платформы [Милановский, 1993; Милановский, Никишин, 1988].

Характер тектонических напряжений в пределах юго-востока Евразийского континента коренным образом изменился на *эоцен-олигоценном этапе* (42–23 млн лет), в ходе Индо-Евразийской коллизии и изменения направления океанических литосферных плит [Хаин, 2001; Peltzer, Tarponnier, 1988 и др.]. «Жесткое» столкновение в среднем эоцене Индийской плиты с Евразийской [Flower et al., 1998 и др.] вызвало направленное на север перемещение последней и обусловило оформление трансформной границы (границы скольжения) между Евразийским континентом и плитами Тихого океана (рис. 3. 29б), что доказано и с помощью тектонического моделирования [Jolivet et al., 1995 и др.]. Вдавливание (тектоническая экструзия) Индийской

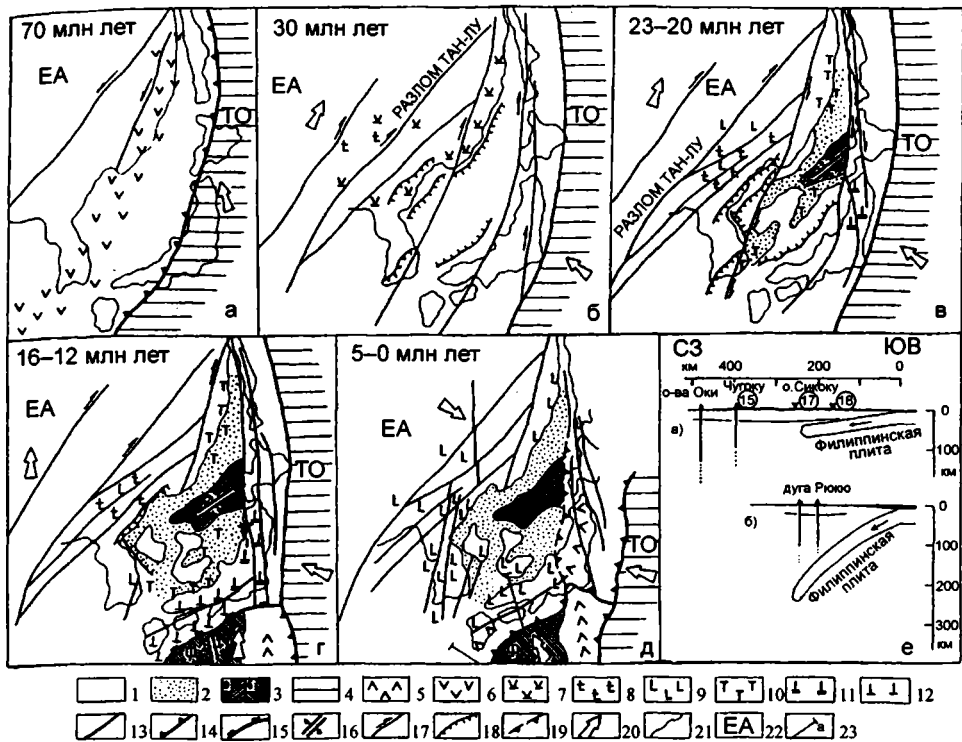


Рис. 3.29. Корреляция магматических и геодинамических кайнозойских событий в Корейско-Японском регионе [Филатова, Федоров, 2002]

а-д. 1 – континентальная кора, местами испытывавшая рифтогенез; 2 – континентальная кора, испытывавшая рассеянный спрединг; 3 – новообразованная кора окраинноморских бассейнов (а – Японского бассейна, б – бассейна Сикоку); 4 – океаническая кора; 5 – известково-щелочные и толеитовые магматические серии островодужных надсубдукционных поясов; 6 – известково-щелочные магматические серии окраинноконтинентальных надсубдукционных поясов; 7–10 – магматические серии зон растяжения: 7 – шошонитовая, 8 – щелочная внутриплитного типа с примесью субдукционного компонента, 9 – щелочная внутриплитного типа с подчиненным количеством толеитов, 10 – толеитовые; 11–12 – бимодальные ассоциации трансформных границ, а также границ начального поддвига плиты бассейна Сикоку под континентальную микроплиту Японии: а – с участием высокомагнезиальных базальтов и андезитов, б – с участием толеитов; 13–16 – границы плит: 13 – трансформные, 14 – конвергентные (глубоководные желоба), 15 – конвергентные на начальном этапе субдукции, 16 – дивергентные; 17 – сдвиги, 18 – сбросы; 19 – зона сжатия (надвигов западной вергентности); 20 – направление движения плит, по [Engelbreton et al., 1987, Moore, 1982, Savostin et al., 1983, Tatsumi, 1982 и др.]; 21 – современные контуры востока Азии и о-вов запада Тихого океана; 22 – литосферные плиты: EA – Евразийская, ТО – Тихого океана, Ф – Филиппинская; 23 – линии профилей, показанных на рис. 3.29д.

е – современное положение субдуцируемой Филиппинской плиты по [Notsu, 1990 с дополнениями] а – под юго-западной Японией, б – под островной дугой Рюкю. Черными треугольниками на профиле а показаны плиоцен-четвертичные щелочные вулканические внутриплитной серии, на профиле б – островодужные вулканические известково-щелочной серии; перевернутыми треугольниками на верхнем профиле показаны среднемиоценовые высокомагнезиальные вулканические зоны Сетучи (17) и бимодальной зоны (18). Номера в кружках – положение вулканических ареалов на рис. 3.27

плиты в качестве индентора в южную часть Евразийской плиты продолжалось вплоть до миоцена [Lacassin et al., 1997 и др.] и сопровождалось формированием в пределах последней сдвиго-надвиговых дислокаций, прослеженных до широты оз. Байкал и Становой зоны и охарактеризованных во многих публикациях. Важно подчеркнуть, что наряду с левосторонними сдвигами, проявившимися перед фронтом коллизионной сутуры, граница скольжения на восточном ее фланге сопровождалась возникновением системы правосторонних сдвигов [Объяснительная записка..., 2000; Flower et al., 19986; Jolivet et al., 1995 и др.]. Постепенная пропация на север этих связанных с коллизией правых сдвигов обусловила постепенное раскрытие в этом направлении окраинноморских бассейнов. Другим важным обстоятельством движения на север Индийской плиты было установленное по изотопным данным [Cousens et al., 1992; Hickey-Vargas et al., 1995; Griffin et al., 1998; Tatsumoto, Nakamura, 1991 и др.] направленное к северу перемещение нижнемантийных областей под плитой и астеносферой, по крайней мере, до широты Японского моря и Сихотэ-Алиня.

Изучение палеозойских кимберлитов из восточной части Китая свидетельствует [Griffin et al., 1998], что мощность литосферы в это время достигала 200 км и была образована гарцбургитами, переслаиваемыми с деплетированными лерцолитами, и отличалась низким тепловым потоком. Напротив, изучение ксенолитов из позднеэретичных базальтов [Xu et al., 1998] и данные по минералам из раннеэретичных кимберлитов [Griffin et al., 1998] показывают, что мощность субконтинентальной литосферы под Сино-Корейским кратоном составляет менее 80 км, и она представлена относительно обогащенными лерцолитами, хотя определенное количество метасоматизированных лерцолитов может присутствовать в наименее глубоких (<70 км) слоях литосферы [Griffin et al., 1998]. Результаты этих исследований хорошо согласуются с данными геофизических исследований, показывающих утонение литосферы до 60–120 км, что могло достигаться передвижением или трансформацией архейской литосферы мощностью 80–140 км, начиная с ордовика [Ma, 1987]. Замещение архейской деплетированной литосферы материалом обогащенной фанерозойской могло осуществляться в результате процессов термальной эрозии и латерального замещения. На первой стадии процесс замещения мог сопровождаться субдукцией плиты Кула в юрско-меловое время, а на второй (в меловое время) – субдукцией Тихоокеанской плиты [Griffin et al., 1998].

Кардинальное изменение характера сочленения Евразийской и Тихоокеанской плит от конвергентного на трансформный (рис. 3. 29б) привело к прекращению субдукции последней под континент и завершению формирования Корейско-Южно-Японского и Сихотэ-Алиньского окраинноконтиентальных вулканических поясов [Меланхолина, 2000; Объяснительная записка..., 2000; Филатова, Чанг, 2000]. Возникшая по восточному краю Евразийской плиты система правосторонних сдвигов (куда был вовлечен и трансформировавшийся по характеру перемещения разлом Тан-Лу) сочеталась со сбросами, вдоль которых формировались грабены. Один из них – грабен Кильчу-Менчхон – маркировал северную границу области растяжения будущего Японского моря [Федорчук, Филатова, 1993; Филатова, Федоров, 20016]. Мощность эоцен-олигоценых флороносных терригенных отложений в его пределах достигает 800 м. Правосторонние перемещения по эшелонирован-

ной системе правосторонних сдвигов обусловили в олигоцене начало формирования структуры «пулл-апарт» Японского моря с начальными процессами грабенообразования и рифтогенеза, нарушившими целостность края континента [Lallemant et al., 1987; Jolivet et al., 1990 и др.].

Особенностью постсубдукционного вулканизма этого первого, эоцено-олигоценового этапа растяжения края Евразии, ареалы которого отмечаются от Сихотэ-Алиня до юго-восточной Азии [Мартынов, 1990; 1999а,б; Федорчук, Филатова, 1993; Филатова, Федоров, 2001б; Fan, Hooper, 1991; Flower et al., 1998б; Okamura et al., 1998 и др.], является широкое развитие умеренно- и высокотитанистых высокоглиноземистых базальтов толеитовой серии и вулканитов шошонитовой серии, часто несущих субдукционные метки. Однако имеются определенные отличия их от пород типичных надсубдукционных серий, как в отношении химизма, так и тектонической позиции: вулканиты эоцена-олигодена связаны с трещинными излияниями и приурочены к зонам растяжения, включая сдвиги и грабены; характерно также отсутствие сколько-нибудь выраженной поперечной зональности, обычной для надсубдукционных вулканитов. Высокоглиноземистые базальты [Мартынов, 1999а], а также имеющие сильно выраженные субдукционные характеристики шошониты возникли при начальном растяжении края континента, что вызвало декомпрессию и функционирование малоуглубинного источника в верхах флогопитсодержащей континентальной мантии [Flower et al., 1998а]. Подобный состав литосферы был обусловлен, вероятно, длительным ее метасоматозом в ходе предшествующего мел-палеоценового этапа субдукции и формирования Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса.

На территории Китая процессы растяжения в эоцене–олигоцене затронули восточную часть страны. В олигоцене–раннем миоцене произошло формирование рифтовых впадин Циркум-Ордосской рифтовой системы [Милановский, 1993]. Вулканические ареалы представлены потоками обогащенных толеитов и щелочных базальтоидов внутриплитного типа [Fan, Hooper, 1991].

В раннем миоцене (23–16 млн лет) в результате дальнейшего развития механизма пулл-апарта этап грабенообразования и рифтогенеза в Японском бассейне сменился процессом спрединга (рис. 3.29в), что было обусловлено усилением растяжения по сдвигам края Евроазиатского континента в связи с его дальнейшим движением в северном направлении. Вероятно, к данному временному уровню (21–17 млн лет) относится отделение острова Сахалин от континента и формирование грабена Татарского пролива [Ясныгина, 2004].

Начальная стадия спрединга в Японском бассейне датируется 25–23 млн лет [Kaneko et al., 1992]. Поскольку базальты скважины 794 моложе вулканитов скважины 797, предполагается пропация во времени зоны спрединга в юго-западном направлении [Jolivet et al., 1992, Tamaki et al., 1992]. Механизм раскрытия Японского моря по сдвигам (бассейн типа «пулл-апарт») дополнялся ротационным механизмом [Celaya, McCabe, 1987; Jolivet et al., 1992; Jolivet, Tamaki, 1992; Kimura, Tamaki, 1986; Lallemant et al., 1987; Otofujii, Matsuda, 1987 и др.], что вытекает из различных направлений меловых магнитных векторов в пределах блоков юго-западной и северо-восточной Японии. Ротация этих блоков сравнивается с эффектом раскрывающейся двухстворчатой двери (double door): блок северо-восточной Японии был повернут

против часовой стрелки, а юго-западной – по часовой. Предполагается [Jolivet, Tamaki, 1992] более позднее (в начале среднего миоцена) завершение вращения последнего из них.

Усложнившаяся в раннем миоцене в Корейско-Японском регионе геодинамическая обстановка сопровождалась сложной латеральной магматической зональностью (рис. 3.29е). В находящемся на стадии активного спрединга Японском море накапливались толеиты, близкие по составам N-MORB и E-MORB. Подобно деплетированным лавам они были обогащены радиогенным Nd (рис. 3.6), но по величине $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ смещены к области составов ЕМП (рис. 3.7). Наряду с процессом спрединга, континентальные блоки в формирующемся окраинном бассейне испытывали рифтогенез, о чем свидетельствует локальное появление на о-ве Оки Дого нижнемиоценовых (19–18 млн лет) шошонитов, знаменующих начальную фазу деструкции континентальной коры. Толеиты типа E-MORB (но с долей субдукционного компонента, как видно из анализа диаграммы Ba/La – (La/Yb)_n) (рис. 3.30) накапливались и в прилегающей к Японскому морю зоне Яннам, а деплетированные толеиты (также с долей субдукционного компонента), умереннокалиевые андезиты и шошониты изливались на Сихотэ-Алиньской окраине Евразии [Petrova et al., 1996; Okamura et al., 1998b; Shimazu, Kawano, 1999]. На Корейской окраине континента формировались небольшие ареалы щелочных базальтоидов внутриплитного типа, которые местами (например, в ареале Онсупхен) частично наследовали субдукционные черты (пониженные концентрации TiO₂, Ta и Nb) олигоценых шошонитов. Учитывая широкое территориальное распространение нижнемиоценовых толеитов, можно предположить, что зона активного спрединга (или совокупность зон рассеянного спрединга) и область новообразованной окраинноморской коры охватывали в это время гораздо большую площадь, чем это принято в большинстве раннемиоценовых реконструкций (включая и рис. 3.29е).

Поскольку в раннем миоцене между океанической плитой и отодвигающейся от Евразийского континента континентальной микроплитой Японских о-вов сохранялась трансформная граница (рис. 3.29е), в это время субдукционный магматизм в южной части Японских о-вов не проявился. Собственно, в юго-западной Японии раннемиоценовый магматизм развит ограниченно [Furukawa, Tatsumi 1999; Iwamori, 1992; Morris, Kagami 1989; Nakamura et al., 1989; 1990 и др.] и его проявления слагают только шошонитовую формацию Кори, образованную в грабене Оки и являющуюся вулканическим основанием о-ва Оки Дого [Uto et al., 1994], а также представлены ксенолит-содержащими дайками лампрофиров в центральной части о-ва Сикоку [Uto et al., 1987].

В восточной части Китая, преимущественно в Циркум-Ордосской рифтовой системе, на раннемиоценовом этапе формировались небольшие ареалы щелочных, реже толеитовых базальтов внутриплитной геохимической специализации. Изучение изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах из этих щелочных базальтов демонстрирует гетерогенную природу верхней мантии [Song, Frey, 1989; Tatsumoto et al., 1992]. Так, по данным [Song, Frey, 1989], в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из раннемиоценовых базальтов ареала Хануба на основе Sr-Nd систематики распознается участие трех различных мантийных компонент:

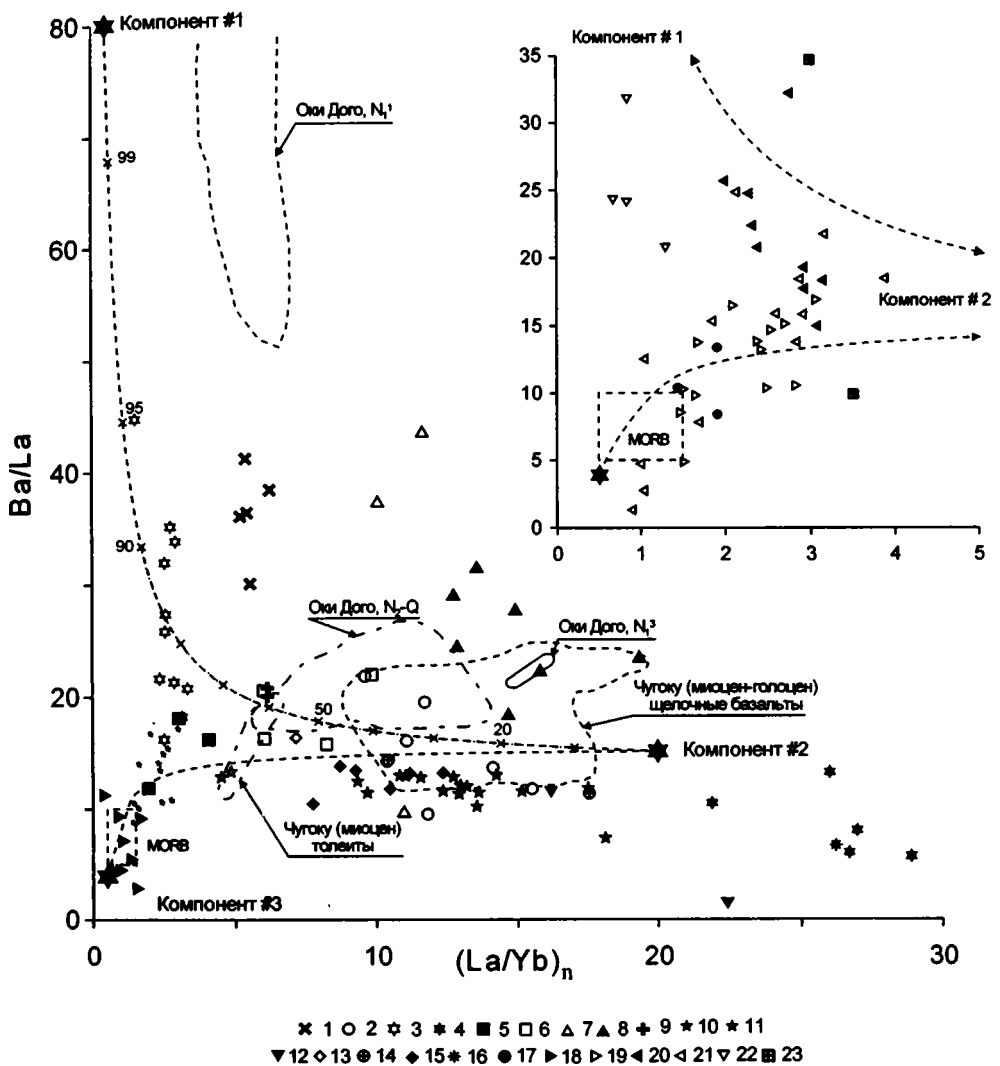


Рис. 3.30. Положение базальтоидов п-ова Корея и прилегающих островов на диаграмме Ba/La – (La/Yb)_n

1 – олигоценый комплекс, ареал Намсок; 2–4 – миоценовый комплекс: 2 – ареал Онсупхен, 3, 4 – грабен Пхохан-Яннам: 3 – зона Яннам, 4 – зона Пхохан; 5–12 – плиоцен-четвертичный комплекс: 5, 6 – Пэкгусан: 5 – толеиты, 6 – умереннощелочные базальты, 7, 8 – Чхильбосан: 7 – умереннощелочные базальты, 8 – щелочные базальты; 9 – ареал Анджу, 10, 11 – о-в Чечжудо: 10 – толеиты, 11 – щелочные базальты; 12 – о-в Улльиндо, щелочные базальты; 13–16 – четвертичный комплекс, ареалы: 13 – Вонсан, 14 – Синге-Коксан, 15 – Тхончхон, 16 – Чаньён. На врезке: 17–21 – миоценовые магматические комплексы скважин ODP: 17 – скв. 795, 18, 19 – скв. 797: 18 – верхний и 19 – нижний комплексы, 20, 21 – скв. 794: 20 – верхний и 21 – нижний комплексы; 22, 23 – среднемиоценовые комплексы о-ва Сикоку, Япония: 22 – Сиина, 23 – Маруяма; 24 – среднемиоценовые толеиты зоны Мацуе, юго-запад о-ва Хонсю. На врезке показаны составы вулканитов скважин ODP (кроме верхнего комплекса скв. 797) и юго-западной части о-ва Хонсю

против часовой стрелки, а юго-западной – по часовой. Предполагается [Jolivet, Tamaki, 1992] более позднее (в начале среднего миоцена) завершение вращения последнего из них.

Усложнившаяся в раннем миоцене в Корейско-Японском регионе геодинамическая обстановка сопровождалась сложной латеральной магматической зональностью (рис. 3.29*в*). В находящемся на стадии активного спрединга Японском море накапливались толеиты, близкие по составам N-MORB и E-MORB. Подобно деплетированным лавам они были обогащены радиогенным Nd (рис. 3.6), но по величине $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ смещены к области составов EMII (рис. 3.7). Наряду с процессом спрединга, континентальные блоки в формирующемся окраинном бассейне испытывали рифтогенез, о чем свидетельствует локальное появление на о-ве Оки Дого нижнемиоценовых (19–18 млн лет) шошонитов, знаменующих начальную фазу деструкции континентальной коры. Толеиты типа E-MORB (но с долей субдукционного компонента, как видно из анализа диаграммы Ba/La – (La/Yb)_n) (рис. 3.30) накапливались и в прилегающей к Японскому морю зоне Яннам, а деплетированные толеиты (также с долей субдукционного компонента), умереннокалиевые андезиты и шошониты изливались на Сихотэ-Алиньской окраине Евразии [Petrova et al., 1996; Okamura et al., 1998*б*; Shimazu, Kawano, 1999]. На Корейской окраине континента формировались небольшие ареалы щелочных базальтоидов внутриплитного типа, которые местами (например, в ареале Онсупхен) частично наследовали субдукционные черты (пониженные концентрации TiO₂, Ta и Nb) олигоценых шошонитов. Учитывая широкое территориальное распространение нижнемиоценовых толеитов, можно предположить, что зона активного спрединга (или совокупность зон рассеянного спрединга) и область новообразованной окраинноморской коры охватывали в это время гораздо большую площадь, чем это принято в большинстве раннемиоценовых реконструкций (включая и рис. 3.29*в*).

Поскольку в раннем миоцене между океанической плитой и отодвигающейся от Евразийского континента континентальной микроплитой Японских о-вов сохранялась трансформная граница (рис. 3.29*в*), в это время субдукционный магматизм в южной части Японских о-вов не проявился. Собственно, в юго-западной Японии раннемиоценовый магматизм развит ограниченно [Furukawa, Tatsumi 1999; Iwamori, 1992; Morris, Kagami 1989; Nakamura et al., 1989; 1990 и др.] и его проявления слагают только шошонитовую формацию Кори, образованную в грабене Оки и являющуюся вулканическим основанием о-ва Оки Дого [Uto et al., 1994], а также представлены ксенолит-содержащими дайками лампрофиров в центральной части о-ва Сикоку [Uto et al., 1987].

В восточной части Китая, преимущественно в Циркум-Ордосской рифтовой системе, на раннемиоценовом этапе формировались небольшие ареалы щелочных, реже толеитовых базальтов внутриплитной геохимической специализации. Изучение изотопного состава Sr и Nd в ксенолитах из этих щелочных базальтов демонстрирует гетерогенную природу верхней мантии [Song, Frey, 1989; Tatsumoto et al., 1992]. Так, по данным [Song, Frey, 1989], в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из раннемиоценовых базальтов ареала Хануба на основе Sr-Nd систематики распознается участие трех различных мантийных компонент:

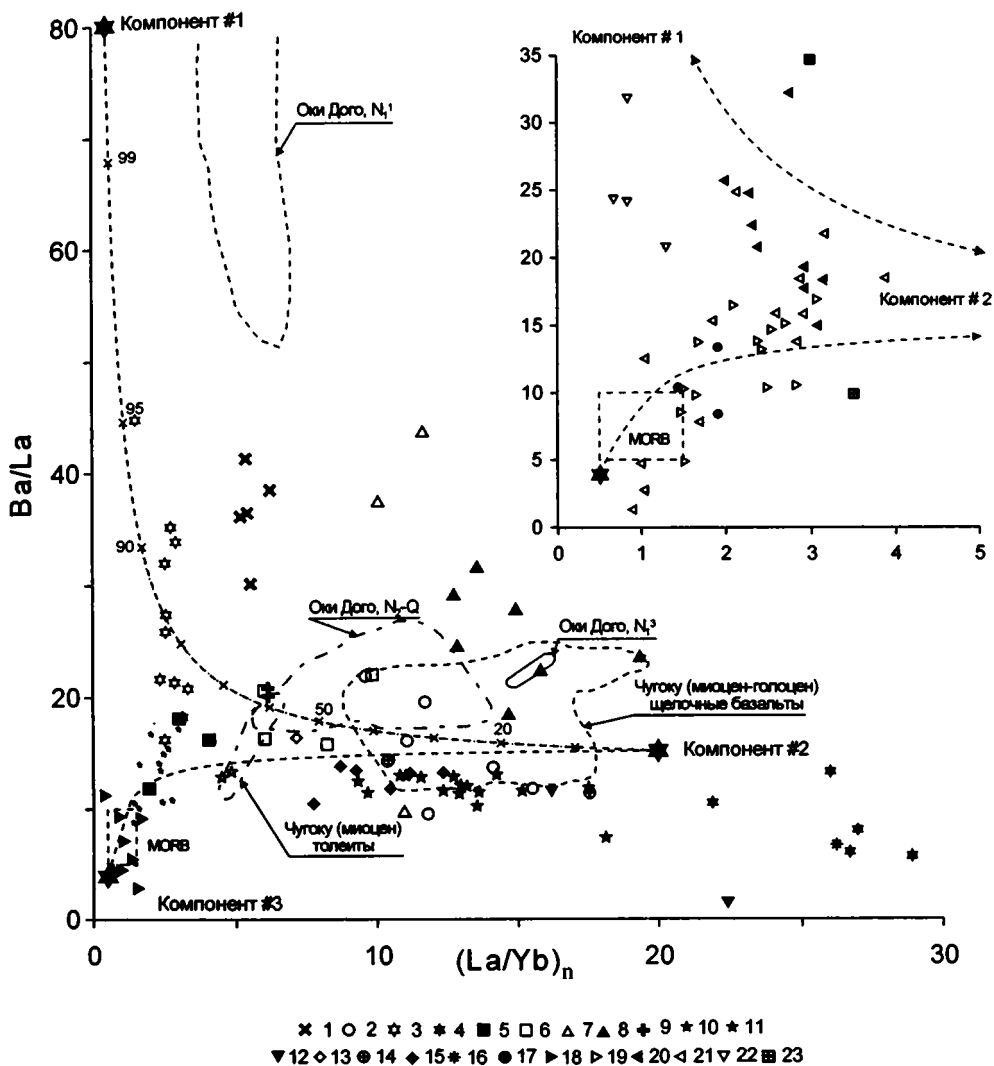


Рис. 3.30. Положение базальтоидов п-ова Корея и прилегающих островов на диаграмме Ba/La – (La/Yb)_n

1 – олигоценый комплекс, ареал Намсок; 2–4 – миоценовый комплекс: 2 – ареал Онсупхен, 3, 4 – грабен Пхохан-Яннам: 3 – зона Яннам, 4 – зона Пхохан; 5–12 – плиоцен-четвертичный комплекс: 5, 6 – Пэктусан: 5 – толеиты, 6 – умереннощелочные базальты, 7, 8 – Чхильбосан: 7 – умереннощелочные базальты, 8 – щелочные базальты; 9 – ареал Анджу, 10, 11 – о-в Чечжудо: 10 – толеиты, 11 – щелочные базальты; 12 – о-в Уллындо, щелочные базальты; 13–16 – четвертичный комплекс, ареалы: 13 – Вонсан, 14 – Синге-Коксан, 15 – Тхончхон, 16 – Чаньён. На врезке: 17–21 – миоценовые магматические комплексы скважин ODP: 17 – скв. 795, 18, 19 – скв. 797: 18 – верхний и 19 – нижний комплексы, 20, 21 – скв. 794: 20 – верхний и 21 – нижний комплексы; 22, 23 – среднемиоценовые комплексы о-ва Сикоку, Япония: 22 – Сиина, 23 – Маруяма; 24 – среднемиоценовые толеиты зоны Мацуе, юго-запад о-ва Хонсю. На врезке показаны составы вулканитов скважин ODP (кроме верхнего комплекса скв. 797) и юго-западной части о-ва Хонсю

– деплетированной мантии (DM). LREE-деплетированные ксенолиты имеют отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ более высокие, чем в N-MORB (0,513483–0,51385), однако данные ксенолиты наименее истощены базальтовыми компонентами, что показывает отсутствие связи между редкоземельными и изотопными характеристиками ксенолитов [Song, Frey, 1989];

– примитивной мантии (PREMA). Некоторые ксенолиты имеют состав, подобный компоненте PREMA A. Зиндлера и С. Харта [Zindler, Hart, 1986]. Клинопироксены из этих ксенолитов имеют отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ несколько ниже (0,703133–0,703965), а $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,513023–0,513072) несколько выше, чем вмещающие базальты. Изотопный состав этих ксенолитов перекрывает таковой многих базальтов OIB, для которых предполагается участие компоненты PREMA, проявляющейся в областях как в океанической, так и континентальной мантии;

– *LoNd*-подобной мантии. Часть шпинелевых лерцолитов располагается ниже области мантийной корреляции в поле состава *LoNd* мантии С. Харта и др. [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]. Для образования этих отношений необходимо, чтобы значения Sm/Nd и Rb/Sr в субконтинентальной мантии были меньшими, чем таковые в BSE. Эти данные, совместно с особенностями распределения REE, позволили предположить [Song, Frey, 1989], что обогащение древней деплетированной мантии в этой части Китая происходило в несколько эпизодов. Наиболее древнее обогащение LREE произошло около 1 млрд лет назад одновременно с сильным обогащением *LoNd*-составляющей и было связано с процессами континентальной аккреции. Последующее обогащение обусловлено участием примитивной мантии PREMA.

Необходимо отметить, что толеиты ареала Хануоба отличаются более высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при более низких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и менее радиогенными изотопами Pb, чем щелочные базальты, что позволило Сонг с соавторами предположить, что щелочные базальты были образованы при малых степенях плавления астеносферного источника, тогда как толеиты могли образоваться при участии обогащенного (с высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ отношениями) литосферного источника [Song et al., 1990]. Ксенолиты из этих базальтов не могли служить контаминирующим компонентом, так как в толеитах изотопы Pb менее радиогенные [Tatsumoto et al., 1992]. Таким образом, источником контаминации не является субконтинентальная литосфера, где изотопные характеристики шпинелевых лерцолитов относительно стабильны. Вариации изотопов свинца в базальтах и ксенолитах ареала Хануоба не могут объясняться моделью двухкомпонентного смешения между не-DUPAL астеносферой и DUPAL-подобной субконтинентальной литосферой, т.к. они образуют субпараллельные тренды над линией NHRL в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.7) [Zhang et al., 1998]. Эти тренды, в сочетании с особенностями распределения некогерентных элементов, свидетельствуют о присутствии в регионе DUPAL-подобного мантийного резервуара (компонента ЕМ1), имеющего высокие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. М. Татсумото с соавторами предположили, что увеличение отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах могли быть вызваны метасоматической переработкой субстрата источника материалом нижней части литосферы, имеющей высокие отношения Th/U, в отличие от источника ксенолитов с низкими значениями Th/U, но высокими U/Pb [Tatsumoto et al.,

1992]. В целом, совместный анализ поведения изотопов Sr, Nd и Pb в ксенолитах и вмещающих их базальтах позволил этим авторам предположить, что базальты ареала Хануоба, как и базальты других ареалов северо-восточной и центральной частей Китая, тяготеют к источнику ЕМІ, имеющему более низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при более высоких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и менее радиогенных отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.31), тогда как ксенолиты образуют два тренда, один – к ЕМІ, а другой, менее выраженный – к компоненту ЕМІІ. Вместе с тем, учитывая низкие и отличающиеся большой вариабильностью величины $^3\text{He}/^4\text{He}$ в ксенолитах ареала Хануоба [Xu et al., 1998], вероятнее предполагать, что их источник располагался в нижних частях субконтинентальной литосферы.

На Северо-Востоке Китая в интервале 23–19 млн лет произошло формирование нижнего комплекса основания вулканического плато массива Чаньбаошань, сложенного щелочными оливиновыми базальтами и оливиновыми толеитами [Yun et al., 1993].

Конец раннего и начало среднего миоцена на Восточно-Азиатской континентальной окраине ознаменовались двумя важнейшими событиями, непосредственно повлиявшими на химизм и латеральную зональность магматизма: максимумом спрединга в Японском море и столкновением блока юго-западной Японии с Филиппинской плитой. Максимальное раскрытие Японского моря в самом начале *среднего миоцена* и максимальный прирост новообразованной коры около 15 млн лет (рис. 3.29г) сопровождалось интенсивным растяжением западного и северного континентального обрамления морского бассейна. Это был этап максимальной морской трансгрессии в пределах самого бассейна и вовлечения в морское осадконакопление прилежащих участков Евразии, включая грабены Пхохан и Кильчу-Менчхон [Филатова, Федоров, 2002].

Срединг Японского моря сопровождался излияниями сильно деплетированных толеитов (верхний комплекс скважины 797). Толеитовый магматизм проявился и в зонах рифтогенеза на континентальном обрамлении окраинного моря: Усури-Амурском грабене [Петухова, Приходько, 1999], на Сихотэ-Алиньском побережье [Okamura et al., 1998а,б; 2005], на Шуфанском плато [Сахно, Моисеенко, 2000], в грабене Симане [Morris, Kagami, 1989; Miyake, 1994], а также в северо-восточной части Японии (Хонсю), где среднемиоценовые щелочные базальты и толеиты выполняют грабен Акита-Ямагата [Ujike, Tsuchiya, 1993; Yagi et al., 2001]. В юго-западной части Сахалина (Лесогорская зона) средний миоцен представлен силлами щелочных базальтоидов [Семенов, 1982].

Оценивая состав ранне-среднемиоценовых толеитов Японского моря в целом, следует подчеркнуть их повышенные (по сравнению с базальтами Тихого океана) величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.7), что свидетельствует об их связи с астеносферой типа Индийского океана (I-MORB или DUPAL-подобной) и о развитии подобной астеносферы под восточным краем Евразии и смежными окраинноморскими бассейнами. На начальном, раннемиоценовом этапе раскрытия Японского моря внедрившиеся в субконтинентальную литосферу астеносферные расплавы типа I-MORB были обогащены субдукционным компонентом древнего источника ЕМІІ (что сопровождалось уменьшением содержания радиогенного Nd в большинстве вулканитов скважин Японского моря). Природа источника ЕМІІ связывается, как было показано ранее [Филатова, Федоров, 2002], с более ран-

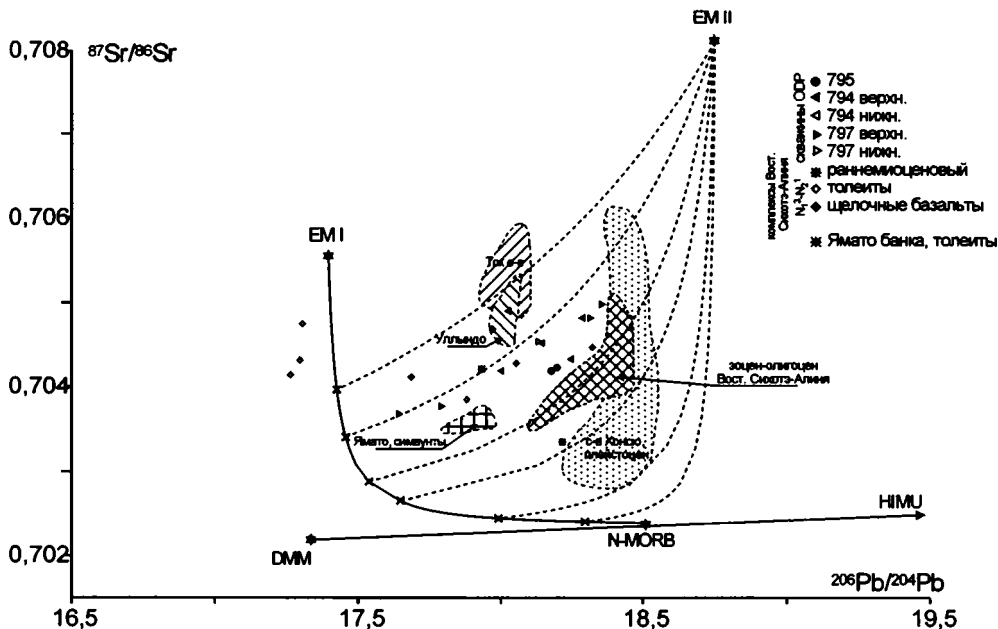


Рис. 3.31. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношений в кайнозойских вулканических породах внутриплитной геохимической специализации и зон растяжения Востока Азии. Используются данные: Восточный Сихотэ-Алинь [Есин и др., 1995; Okamura et al., 1998], грабен Пхохан-Яннам [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], грабен Чергарён, о-вов Уллындо, Чечжудо и Оки Дого [Kim et al., 1999], скважины ODP, по [Poucllet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992], банка Ямато, о-вов Дог (Лианкур) и симаунтов Ямато [Tatsumoto, Nakamura, 1991], зона Чугоку, Япония, о-вов Оки Дозен [Morris, Kagami, 1989].

Состав EM I, EM II и HIMU компонентов источника по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]

ним интенсивным субдукционным метасоматозом в процессе формирования на краю Евразийского континента мел-палеоценового магматического пояса. Влияние этого древнего субдукционного компонента уменьшалось по мере раскрытия Японского моря, и в среднем миоцене увеличилась доля толеитов, связанных с наиболее «чистым» I-MORB астеносферным источником; эти толеиты, имеющие наиболее высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и обедненные изотопами Pb (по сравнению с нижнемиоценовыми вулканитами скважин), наиболее близки деплетированным верхнемантийным составам (рис. 3.6, 3.7).

Следует подчеркнуть большую неоднородность строения дна Японского моря на рубеже раннего и среднего миоцена и неодновременность завершения спрединга. Так, толеиты осевой части бассейна Ямато уже на уровне 17 млн лет сменились щелочными базальтами WPB-типа с сильными EM I-свойствами (рис. 3.6, 3.7), хотя и с признаками влияния предшествующего истощенного источника зоны спрединга. Этот щелочной вулканизм, судя по драгировкам, продолжался в бассейне Ямато в течение всего среднего миоцена [Tatsumoto, Nakamura, 1991].

На Корейско-Китайской окраине континента среднемиоценовый вулканизм был проявлен крайне неравномерно. На территории п-ва Корея фор-

мировались лишь небольшие ареалы и отдельные дайки щелочных базальтоидов, как, например, в зоне Пхохан [Song et al., 1997]; в пределах же Циркум-Ордосской рифтовой системы в этот период продолжался рифтогенез, сопровождавшийся вулканизмом, сменившимся в начале среднего миоцена с щелочного на толеитовый в ареале Хануоба [Tatsumoto et al., 1992]. В Восточно-Китайской рифтовой системе наиболее интенсивный вулканизм был проявлен в ее центральной части: на п-ве Шаньдун, провинции Цзянсу, где накапливались щелочные внутриплитные базальты [Peng et al., 1986]. В пределах массива Чаньбаошань в интервале 16,4–13,5 млн лет изливались толеитовые базальты, сформировавшие верхний комплекс основания [Yun et al., 1993].

Поздний миоцен Корейско-Японского региона характеризуется отсутствием вулканизма на п-ве Корея и ограниченным его развитием в юго-западной части Японии. Так, на о-ве Оки Дого этот интервал представлен толщами щелочных трахитов и риолитов, а на площади Чугоку происходили излияния щелочных лав с единичными потоками оливинных толеитов. Установлено замедление субдукции Филиппинской плиты в интервале 10–6 млн лет [Kitamura, Tamaki, 1986; Shinjo, 1999 и др.]. Позднемиоценовый амагматический интервал в сочетании с завершением спрединга в Японском море указывает на возникновение режима сжатия в пределах всего Корейско-Японского региона. Предполагается [Jolivet et al., 1992; 1995 и др.], что этот режим был обусловлен дальнейшим движением Филиппинской плиты в северном направлении, что привело к столкновению входящей в ее состав Идзу-Бонинской островной дуги с микроплитой Японии. Сжатие способствовало и изменению направления перемещения Амурской микроплиты на востоке Евразийского континента с северного на восточное [Savostin et al., 1983].

На Дальнем Востоке России *позднемиоценовый-раннеплиоценовый* этап характеризовался усилением процессов грабенообразования и интенсивной вулканической активностью, приведшей к формированию крупных ареалов толеитовых и щелочных базальтов внутриплитной геохимической специализации. Оценивая состав толеитов совгаванского комплекса Восточного Сихотэ-Алиня и аналогичных образований западной и северной частей региона в целом, необходимо отметить их большую геохимическую и изотопную неоднородность [Есин, 1988; Есин и др., 1992; 1994; 1995; Мартынов, 1995; 1999; Okamura et al., 1998]. При относительно высоких концентрациях некогерентных элементов, часто превосходящих таковые в E-MORB, в части толеитов совгаванского комплекса наблюдается сильный Ta-Nb минимум. Высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и пониженные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 3.6, 3.7) характеризуют присутствие компонента EMI, а смещение фигуративных точек толеитов на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 3.6) из области мантийной корреляции в левый нижний квадрант предполагает участие в их генезисе глубинной компоненты *LoNd*-мантии [Мартынов, 1999; Okamura et al., 1998]. Если подобное обогащение *LoNd*-компонентом связывается с древним преобразованием мантии [Hart, 1988], то появление «субдукционных» меток вероятнее всего связано с позднемезозойскими метасоматическими процессами, происходившими над зоной субдукции при формировании Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса.

Щелочные базальты Восточного Сихотэ-Алиня по геохимическим характеристикам подобны OIB [Okamura et al., 1998a,б]. Они характеризуются более высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при более низких $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и на диаграммах изотопных отношений располагаются вдоль тренда смешения деплетированной и ЕМ1 мантийных компонент, отражая состав астеносферного источника [Okamura et al., 2005] (рис. 3.6, 3.7, 3.31).

Необходимо отметить, что появление обогащенной компоненты ЕМ1 в базальтах Сихотэ-Алиня фиксируется, начиная с позднемiocенового времени, тогда как базальты эоцен-олигоценового и раннемiocенового комплексов имеют мантийные характеристики DM и ЕМII [Okamura et al., 1998], свидетельствуя, что субконтинентальная литосфера в этом регионе до и во время раскрытия Японского моря сохраняла лишь мантийную область ЕМII. Таким образом, появление компоненты ЕМ1 в базальтах, образовавшихся после раскрытия Япономорского бассейна, отражает замещение части субконтинентальной литосферы материалом астеносферы, приведшей к утонению и перераспределению вещества литосферы [Griffin et al., 1998].

В Циркум-Ордосской рифтовой системе Китая позднемiocеновый вулканизм проявлен очень слабо: формировались лишь небольшие ареалы ксенолит-содержащих щелочных базальтов Гинин и Пиньян. В Восточно-Китайской системе вулканизм в этот период был сосредоточен преимущественно в восточной материковой части. Большая часть вулканических ареалов была образована переслаиванием щелочных базальтов с оливиновыми толеитами, и только на п-ве Шаньдун вулканы представлены щелочными базальтами.

На *плиоцен-голоценовом этапе* сохранилось примерно то же направление перемещения плит и микроплит в рассматриваемом регионе, которое оформилось в позднемiocене (рис. 3.29д). Начавшаяся субдукция Тихоокеанской плиты под северо-восточную Японию вызвала формирование островодужного вулканического пояса в пределах северо-востока о-ва Хонсю. Однако субдуцирующий край Филиппинской плиты и к настоящему времени не достиг магмогенерирующих областей, располагаясь, по сейсмическим данным [Shiono, 1988], на глубинах около 40 км и прослеживаясь от Нанкайского желоба в сторону Японии всего лишь на 150–300 км (рис. 3.29д). Поэтому субдукционный магматизм в юго-западной Японии отсутствует и ныне [Филатова, Федоров, 2003], в отличие от дуги Рюкю (северо-восточное окончание которой захватывает юг о-ва Кюсю), где островодужный вулканизм проявился, начиная с плиоцена (рис. 3.29е).

Встречное перемещение края Евроазиатской плиты, а также Филиппинской и Тихоокеанской плит и продолжающееся тектоническое внедрение дуги Идзу-Бонин в центральную часть микроконтинента Японии привели к формированию по восточному краю Японского моря системы надвигов западной вергентности [Jolivet et al., 1992; 1995 и др.]. Однако территория юго-западной Японии, морской акватории и Кореи находилась в режиме растяжения и стала ареной излияния щелочных лав (с немногочисленными потоками толеитов) вдоль сбросов и сдвигов (рис. 3.29д). Этот щелочной магматизм, начавшийся по существу, еще с эоцена (и не обнаруживающий генетической связи ни с плиоцен-четвертичной островной дугой северо-восточной Японии, ни с мiocеновым толеитовым магматизмом раскрывавшегося Японского мо-

ря), был прерван в позднем миоцене из-за интенсивной компрессии. Режим сжатия способствовал фракционированию расплавов в магматических очагах, в связи с чем позднее, в плиоцене и голоцене, местами происходили излияния дифференцированных (вплоть до трахитов и риолитов) щелочных лав. Однако в четвертичное время на поверхность поступали недифференцированные щелочные базальты, заполнившие в Корее расширения речных долин, формировавшиеся вдоль сдвигов как структуры типа «пулл-апарт».

В Восточно-Китайской рифтовой системе плиоцен-голоценовый вулканизм проявился преимущественно в северной и юго-восточной частях, слагая, как правило, постройки центрального типа.

В Северо-Восточном Китае к этому времени относится образование вулканических построек центрального типа и отдельных лавовых потоков массива Чаньбаошань, сложенных толеитами, щелочными базальтами, трахитами и щелочными риолитами. Кроме того, к этому периоду относится формирование ряда более мелких вулканических центров в провинции Гирич (Лонган, Куаньдянь и др.), образованных щелочными оливиновыми базальтами и базанитами. В северной части Северо-Восточного Китая после перерыва в раннем плиоцене вулканическая деятельность возобновилась в группе Удалянчи, базальтоиды которой отличаются высококалийным составом и сильным обогащением Ва.

В центральной части Восточно-Китайской рифтовой системы на плиоцен-голоценовый интервал времени приходится формирование вулканических центров Уди, сложенных преимущественно щелочными базальтами внутриплитного геохимического типа.

В целом щелочные базальты и оливиновые толеиты, доминирующие в вулканических центрах восточной части Китая, имеют сходную картину распределения некогерентных элементов [Basu et al., 1991], несмотря на длительную историю вулканической деятельности в этом регионе. Все базальты имеют высокие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при данных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 3.12), что является характерной чертой DUPAL-образованных ОИВ Южного полушария [Hart, 1988]. Вместе с тем существуют определенные различия в изотопном составе базальтов. Отмечено, что значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ увеличиваются с севера на юг [Zou et al., 2000]. Сильная негативная корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, а также значительная положительная корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах северо-восточной части Восточно-Китайской рифтовой системы и базальтах Циркум-Ордосской рифтовой системы свидетельствует об их образовании при участии двух мантийных резервуаров – деплетированной мантии и обогащенной мантии ЕМ1 [Basu et al., 1991; Tatsumoto, Nakamura, 1992]. Примечательно минимальное участие процессов коровой контаминации в генезисе базальтов [Basu et al., 1991], и существующие изотопные отношения отвечают мантийным источникам магмогенерации. Необходимо подчеркнуть, что ксенолиты имеют менее отчетливые значения DUPAL аномалии, чем вмещающие базальты [Tatsumoto, Nakamura, 1992]. Так, ксенолиты шпинелевых лерцолитов и мегакристаллы пироксена из щелочных базальтов ареала Куаньдянь имеют более низкие отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при низких значениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высоких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^3\text{He}/^4\text{He}$, чем вмещающие базальты [Tatsumoto, Nakamura, 1991; Xu et al., 1998]. Кроме того, по данным тех же авторов, амфиболовые пироксениты характеризуются

низкими величинами $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (3) и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (8), близкими к таковым в мегакристаллах граната и гранатовых перидотитах (1 и 1–6 соответственно), тогда как мегакристаллы пироксенов и пироксены из шпинелевых лерцолитов имеют высокие значения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (4) и $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ (2–100). Таким образом, деплетированные шпинелевые лерцолиты из щелочных базальтов Северо-Восточного Китая могут характеризовать древнюю деплетированную литосферу, претерпевшую эпизоды частичного плавления [Hsu et al., 2000] и метасоматической переработки, что подтверждается находками лерцолитов, содержащих амфибол и флогопит [Basu et al., 1991; Hsu, Chen, 1998; Hsu et al., 2000; Tatumoto, Nakamura, 1991; Zhang et al., 1998]. Установлено [Hawkesworth et al., 1990], что калиевые фазы (амфибол, флогопит) отражают сильное фракционирование Rb/Sr и U/Pb систем в верхней мантии, приводящие к отрицательной корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в метасоматизированных мантийных породах, смещающие их состав к компоненту ЕМ1 (рис. 3.31).

Выводы

1. Латеральная зональность и возрастные вариации составов постсубдукционных кайнозойских вулканитов восточной окраины Азии были обусловлены режимом растяжения вдоль трансформной границы, сменившей границу конвергентную, существовавшую здесь в мелу и начале палеогена и оформившуюся в кайнозое между Евроазиатским континентом и Тихоокеанской плитой в результате Индо-Евразийской коллизии.

2. Эволюция постсубдукционного магматизма на восточной окраине континента протекала от глиноземистых толеитов и шошонитов эоцен–олигоцена, через миоценовые щелочные лавы (несущие на первых стадиях влияние субдукционной составляющей) к щелочным вулканитам плиоцена–голоцена, внутриплитный обогащенный компонент которых представлен в наиболее «чистом» виде. Выявленная латеральная зональность нижнемиоценовых вулканитов показывает, что на участках интенсивного растяжения – в Японском море и прилегающих грабенах континента – в раннем миоцене происходило накопление толеитов, которые вначале несли признаки влияния субдукционного компонента, а затем сменились наиболее деплетированными разностями.

3. Влияние субдукционного компонента в кайнозойских вулканитах резко сокращалось во времени: оно было определяющим в толеитах и шошонитах эоцена–олигоцена, уменьшилось в щелочных и толеитовых базальтах миоцена и стало незначительным (а чаще отсутствует) в плиоцен–четвертичных вулканитах.

ГЛАВА 4

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ

Коллизия Индостана с Евразией (55–45 млн лет [Хаин, 2001]) привела к перемещению Индокитайской, Китайской и Амурской плит и, как следствие, к покровообразованию и орогенезу на Тянь-Шане, сдвигам по разломам Красной реки, Трех Пагод, Ванг-Чао, Алтын-Таг и Болаи [Tapponnier et al., 1986], рифтогенезу в Байкальской области [Рассказов и др., 2000]. Приведя к нарушению тройного сочленения Евразийской, Тихоокеанской и Австралийской плит, коллизия явилась причиной раскрытия Сиамского залива, Южно-Китайского и Андаманского морей [Le Pichon et al., 1992], образования раздвиговых структур на территории Южного Китая и Индокитая. Многочисленные ареалы вулканических пород, связанные со сдвиговыми и грабеновыми структурами, образованы преимущественно основными породами щелочной и толейтовой серий. Полученные новые данные по кайнозойскому вулканизму Вьетнама и Южно-Китайского моря, наряду с обобщением фактического материала по Южно-Китайскому региону и Индокитаю в целом, позволили проследить изменение химизма кайнозойских вулканитов региона в пространстве и во времени и выявить общую тенденцию эволюции их состава, оценить природу магматических источников.

Кайнозойский вулканизм в юго-восточной части Китая

В юго-восточной части Китая (рис. 4.1, 4.2) проявления кайнозойского вулканизма в основном приурочены к рифтовым системам северо-восточного простирания, за исключением части ареалов, приуроченных к сдвигу Красной реки. Выделяются три крупных периода вулканической деятельности: раннетретичный, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

Проявления *раннетретичного вулканизма* развиты ограниченно в провинциях Жуандон и Юннань (ареал Хайдон). Калиевые мафические вулканиты ареала Хайдон (30–40 млн лет) характеризуются низкими содержаниями HFSE при высоких концентрациях крупноионных литофильных элементов (LILE), Ta-Nb минимумом (рис. 4.3), высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,5–18,8) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,705–0,707) при низких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5123–0,5126; $\epsilon\text{Nd} = -5 \div +0,2$) [Zhu et al., 1992].

В провинции Жуандон вулканизм приурочен к рифтогенным бассейнам Саншуи, Хеюян и Лэйпин (рис. 4.1) [Chung et al., 1997], заложение которых было связано, вероятно, с предшествующим позднемезозойским этапом рифтогенеза на территории Китая [Милановский, Никишин, 1988]. Позднепалеоце-

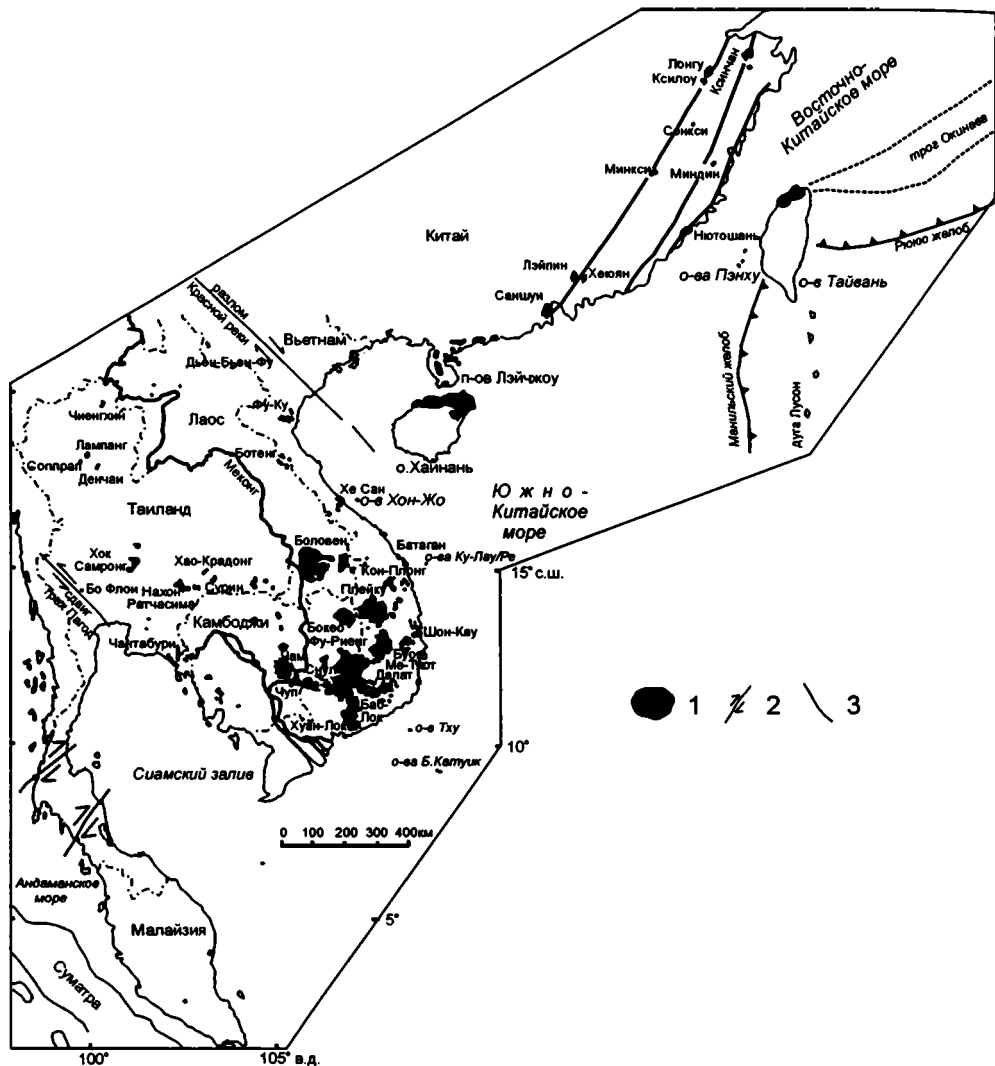


Рис. 4.1. Распространение кайнозойских вулканитов на территории Юго-Восточной Азии (по [Barr, Macdonald, 1981; Whitford-Stark, 1987], с дополнениями)

1 – вулканические ареалы, 2 – сдвиги, 3 – прочие разрывные нарушения

новые-раннеэоценовые толеиты и трахиты ареала Саншуй образуют бимодальную ассоциацию (табл. 4.1). Толеиты отличаются умеренными концентрациями высоkozарядных литофильных (HFSE) элементов (рис. 4.3) и невысокими отношениями La_n/Yb_n (4,0–5,9). На диаграмме Th–Hf–Ta толеиты располагаются в поле E-MORB, вблизи границы с WPB (рис. 4.4a). Значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ в них невысокие (0,51268–0,51290; $\epsilon Nd=2,3-4,9$), близкие таковым E-MORB, при повышенных величинах $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70373–0,70625). Последние резко увеличиваются в трахитах (0,70863–0,71266) при сходных с базальтами значениями $^{143}Nd/^{144}Nd$ ($\epsilon Nd=4,3-5,5$) (рис. 4.5a), что предполагает существен-

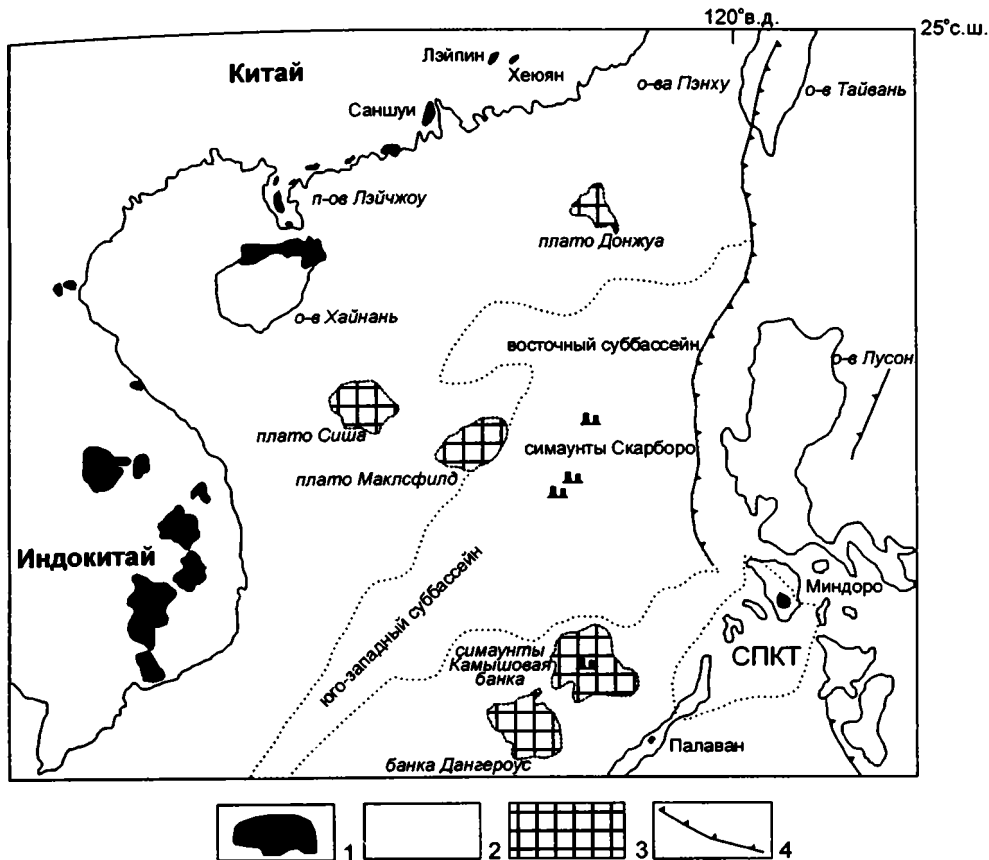
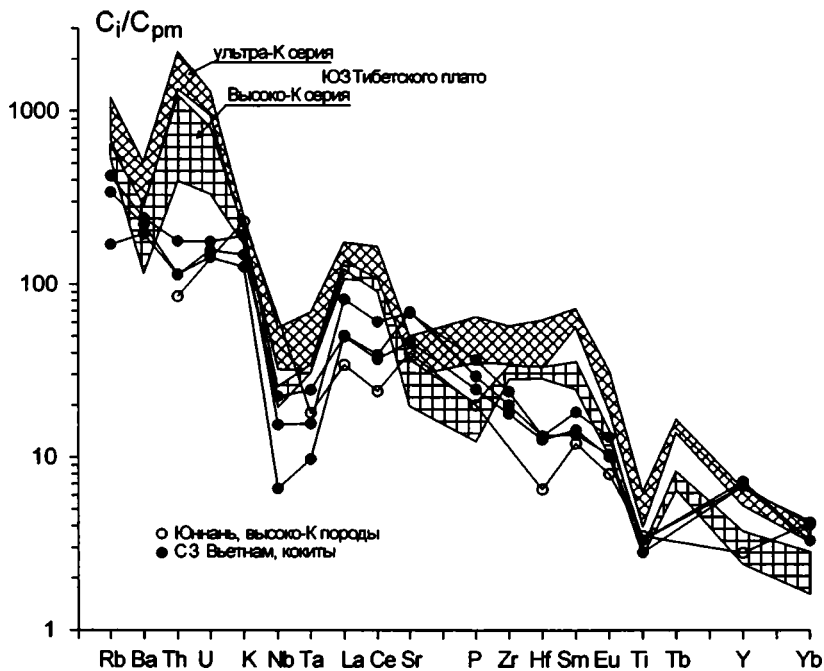


Рис. 4.2. Схема размещения кайнозойских вулканических ареалов Южно-китайского региона ([Tu et al., 1992], с дополнениями)

1 – ареалы кайнозойских базальтов, 2 – глубоководная впадина Южно-Китайского моря, 3 – подводные плато, 4 – активные зоны субдукции. СПКТ – Северо-Палаванский континентальный террейн, по [Taylor, Hayes, 1983]

ный вклад верхнекоревой компоненты в их генезис. Сходство $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и ряда межэлементных отношений (Th/U , Nb/Th , Sm/Nd , Zr/Y) в толеитах и трахитах позволило С. Чангу рассматривать породы бимодальной ассоциации как образовавшиеся при дифференциации в нижней и верхней частях магматической камеры в закрытой системе [Chung et al., 1997]. Более поздняя контаминация трахитовых расплавов веществом верхней коры (1–3%) привела к увеличению отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с сохранением первичных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Chung et al., 1997].

Менее обогащенный состав ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,3\text{--}4,9$) имеют андезитобазальты и андезиты ареала Хеюян при сходных с толеитами Саншуи отношениях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и более низких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51258–0,51262) ($\epsilon\text{Nd}=0,2\text{--}1,1$), тогда как андезитобазальты и андезиты ареала Лэйпин более обогащены LREE ($\text{La}_n/\text{Yb}_n=8,1\text{--}12,9$), имеют резкий Ta-Nb минимум (рис. 4.3), высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70736–0,7109) и низкие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51232–0,51244) ($\epsilon\text{Nd}=-2,5\text{--}4,8$). На диаграмме Th-Nf-Ta (рис. 4.4a) вулканы размещаются в области состава IAB.



Провинция Жуандон

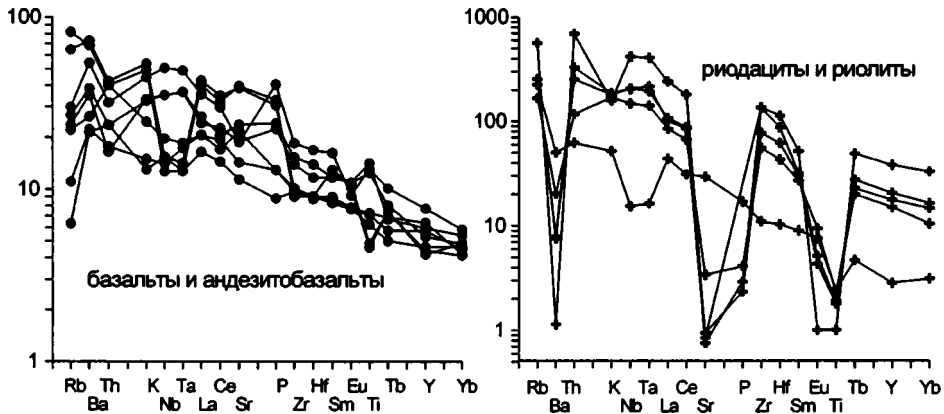


Рис. 4.3. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканитах юго-восточной окраины Азии

Юго-Восточный Китай: по [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Chung et al., 1997; Flower et al., 1992; Peng et al., 1986; Zou et al., 2000]; Южно-Китайское море: по [Flower et al., 1992, Tu et al., 1992]; Тайваньский регион и трог Окинава: по [Chung et al., 1994, 1995; Shinjo et al., 1999; Shinjo, Kato, 2000]. Содержания некогерентных элементов в породах нормированы к примитивной мантии (pm) [Sun, McDonough, 1989]

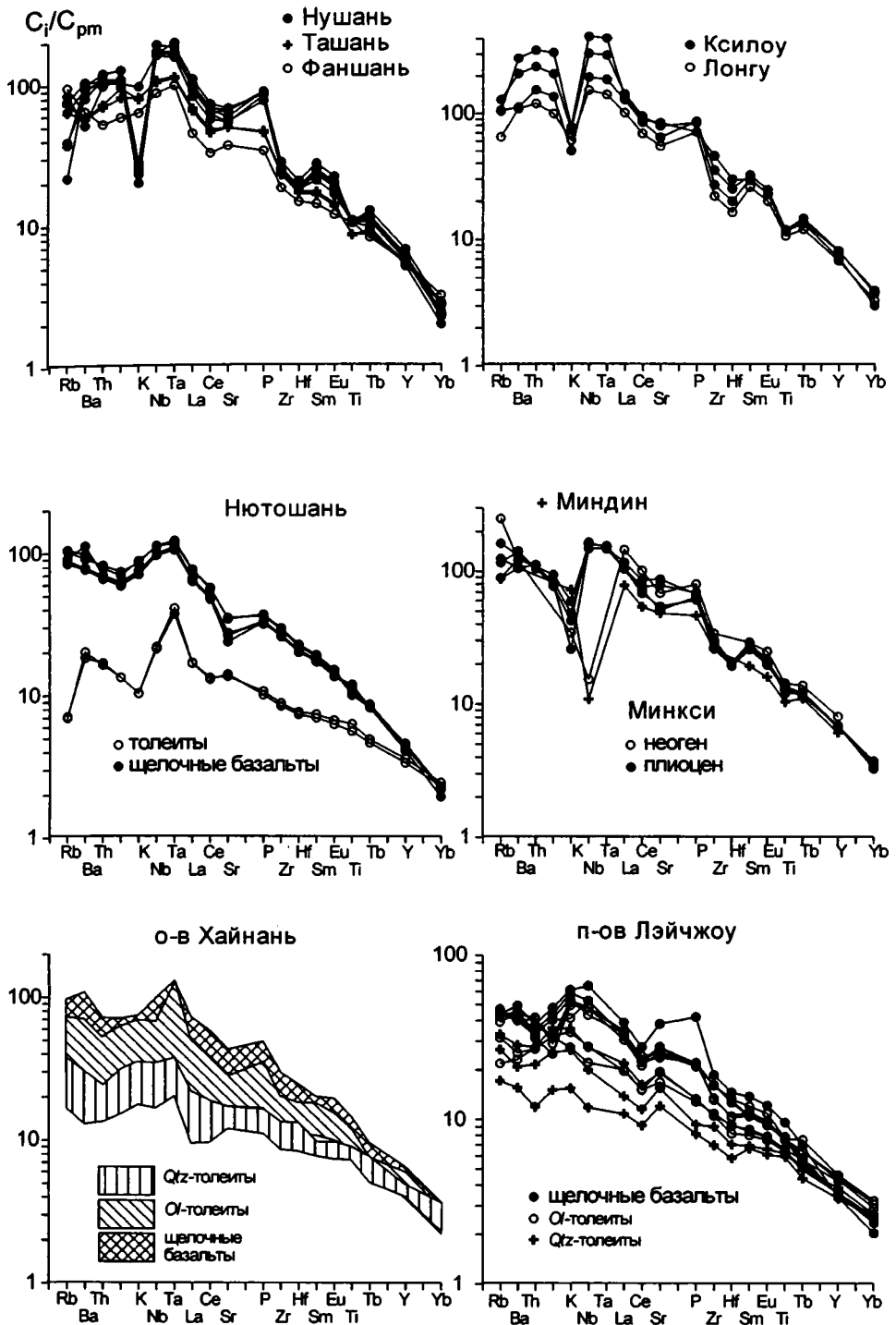


Рис. 4.3. Продолжение

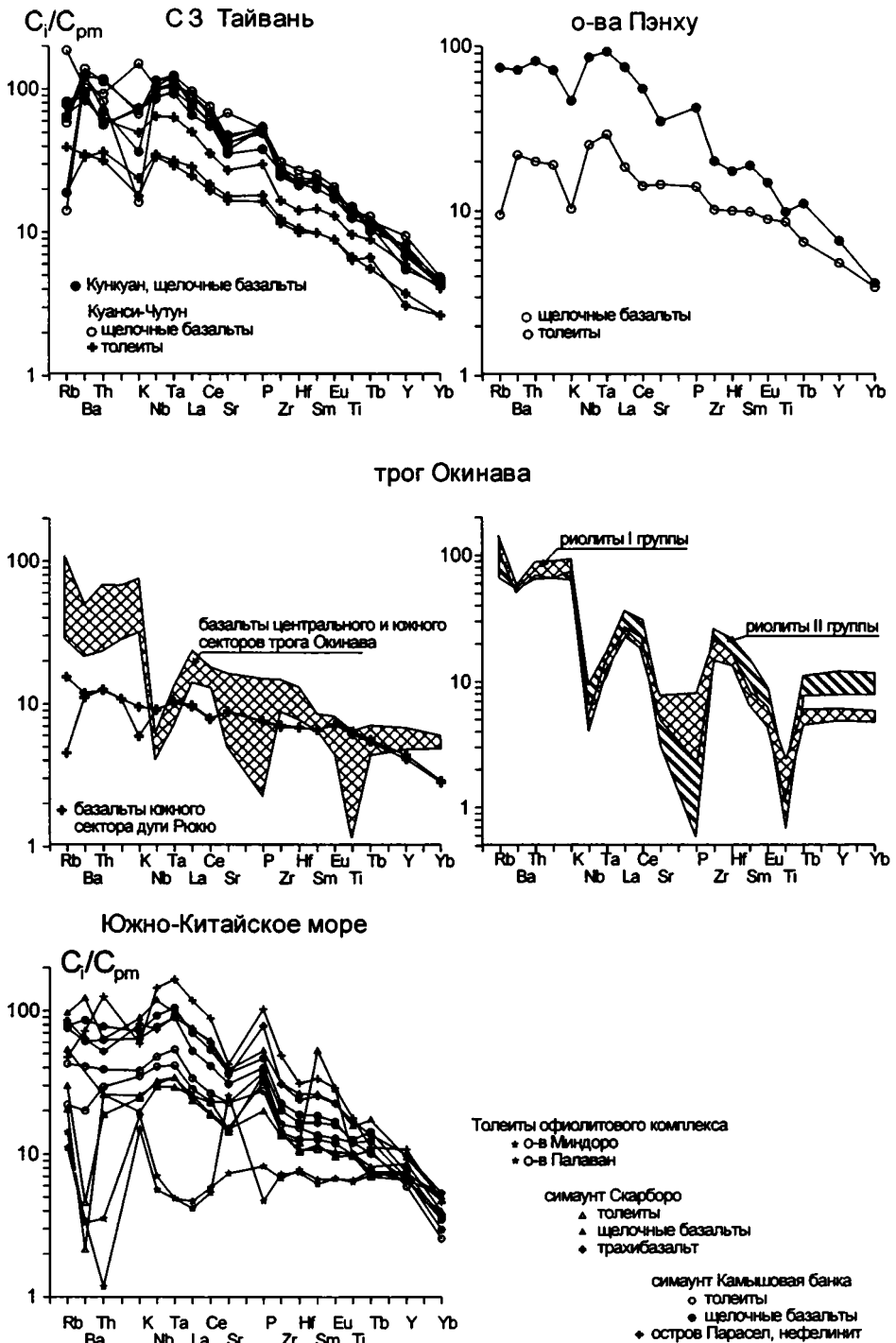


Рис. 4.3. Окончание

Таблица 4.1. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Юго-Восточного Китая

Компонент	Ареал									
	Саншуй		Фаншань-Ташань		Нютошань		Минкси		Нушань	Кси-лоу
	№ образца, анализа									
	KS-10	K-50	Fang-1	Ta-1	NT-1	NT-26	M-23	M-36	Ns-30	Xi-65
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	48,85	65,14	47,60	47,70	50,52	48,90	42,30	42,90	44,80	43,10
TiO ₂	2,84	0,42	2,21	1,82	1,36	2,34	2,89	2,78	2,24	2,53
Al ₂ O ₃	15,29	15,69	14,30	14,89	15,81	15,03	10,01	9,83	14,48	12,34
Fe ₂ O ₃	13,98	5,02	11,56	11,40	11,73	11,52	13,28	12,84	13,76	12,49
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0,20	0,12	0,18	0,19	0,18	0,16	0,21	0,18	0,21	0,19
MgO	4,57	0,25	10,14	9,22	7,57	8,69	16,84	16,09	9,37	10,71
CaO	9,17	1,04	7,64	8,33	9,64	7,55	10,31	11,02	8,56	8,60
Na ₂ O	3,36	5,67	3,72	3,62	2,51	3,37	0,95	1,78	4,21	5,64
K ₂ O	1,34	5,61	1,87	2,34	0,31	2,12	1,46	0,78	0,83	2,33
P ₂ O ₅	0,69	0,05	0,56	0,77	0,18	0,53	1,18	1,04	1,41	1,20
п.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,29	99,01	99,78	100,28	99,81	100,21	99,43	99,24	99,87	99,13
Rb	19	161	60,4	40,2	4,52	56,4	103	73,7	23,7	66,1
Sr	395	16	761	1015	283	572	1667	1149	1389	1762
Ba	378	55	449	406	128	548	916	991	688	1940
Hf	5,2	27,1	4,45	5,24	2,35	6,33	6,35	6,01	6,2	9,19
Zr	207	1519	202	257	98	294	322	293	306	509
Y	35	94	24,5	24,6	16,4	20,4	30,7	31,6	30,1	36,5
Ta	2	8,9	3,98	4,57	1,66	4,52	6,28	6,08	7,44	16,7
Nb	36	146	61,1	75,3	15,5	69,3	115	106	135	299
Th	2,7	28,1	4,42	6,09	1,43	5,87	9,3	8,89	10,1	27,4
U	-	-	1,22	1,98	0,28	1,3	1,76	1,7	2,64	6,49
La	24,4	69,2	30,3	45,5	11,5	44,6	72,3	71,7	73,7	92,2
Ce	52,8	152	56,7	83	23,4	86,4	137	121	126	156
Pr	-	-	6,73	9,33	3	10,2	16,5	15,8	15	18
Nd	27,2	66,2	27,2	36,1	12,8	39,3	64,2	61,5	58,5	67,7
Sm	7,2	14,2	6,17	7,5	3,25	7,84	12	11,5	11,8	13
Eu	1,54	0,87	1,96	2,34	1,12	2,38	3,4	3,33	3,61	3,84
Gd	-	-	5,77	6,63	3,31	6,61	9,7	9,45	10	10,8
Tb	1,09	3,00	0,87	0,97	0,53	0,91	1,29	1,25	1,34	1,50
Dy	-	-	4,63	4,84	3,04	4,37	6,17	6,05	6,36	7,48
Ho	-	-	0,85	0,85	0,58	0,73	1,07	1,05	1,04	1,28
Er	-	-	2,08	2,01	1,50	1,64	2,49	2,50	2,25	2,95
Yb	2,87	8,18	1,56	1,41	1,21	1,10	1,76	1,72	1,31	1,96
Lu	0,42	1,16	0,21	0,19	0,17	0,15	0,24	0,23	0,16	0,25

Окончание таблицы 4.1

Компонент	Ареал						
	Лонгу	п-ов Лэйчжоу			о-в Хайнань		
	№ образца, анализа						
	Long-1	НК29	НК40	НК33	34	75	12
11	12	13	14	15	16	17	
SiO ₂	44,20	53,61	52,22	48,58	51,72	51,92	46,76
TiO ₂	2,31	1,37	1,68	2,10	1,75	1,95	2,47
Al ₂ O ₃	12,10	15,32	15,35	14,97	14,52	14,65	14,38
Fe ₂ O ₃	12,67	-	-	-	2,96	4,99	7,54
FeO	-	9,08	9,81	10,74	8,27	6,10	4,59
MnO	0,22	0,13	0,15	0,16	0,15	0,14	0,17
MgO	11,54	7,70	6,75	7,23	7,04	6,89	7,55
CaO	10,23	8,35	8,04	7,83	8,51	8,24	9,05
Na ₂ O	3,55	2,85	3,64	3,80	2,86	3,06	2,40
K ₂ O	1,83	0,80	1,64	1,86	0,82	1,01	1,77
P ₂ O ₅	1,20	0,16	0,36	0,72	0,23	0,33	0,73
п.п.п.	-	0,13	0,31	1,04	-	-	-
Сумма	99,85	99,50	99,95	99,03	98,83	99,28	97,41
Sc	-	20,4	16,7	13,6	25	21	21
Cr	-	237	184	132	218	243	207
Ni	-	193	168	139	158	173	195
Co	-	54	51	43	59	55	55
Rb	41,3	17	28	28	16	20	39
Sr	1148	331	535	811	306	401	762
Ba	760	147	280	346	127	160	765
Hf	5,06	2,20	4,16	4,56	2,67	3,89	6,01
Zr	246	102	183	211	121	152	250
Y	30,9	17,8	21,2	15,5	21,2	24,2	30,6
Ta	5,8	-	-	-	0,85	1,31	4,89
Nb	109	14,4	31	46,6	16,9	24,4	69,6
Th	10,2	1,85	2,77	3,22	1,73	2,44	6,18
U	2,09	0,54	0,87	1,01	0,40	0,60	0,95
La	69,2	9,6	23,0	26,9	11,8	17,5	50,1
Ce	122	20,7	43,3	49,1	25,30	34,80	101,50
Pr	14,5	-	-	-	-	-	-
Nd	57,1	11,2	25,6	29,8	14,1	20,4	39,2
Sm	11,5	3,1	5,4	6,2	3,83	5,36	7,92
Eu	3,37	1,12	1,85	2,07	1,39	1,93	2,78
Gd	9,73	-	-	-	-	-	-
Tb	1,30	0,54	0,82	0,76	0,85	0,79	0,77
Dy	6,34	-	-	-	-	-	-
Ho	1,08	-	-	-	-	-	-
Er	2,48	-	-	-	-	-	-
Yb	1,63	1,33	1,61	1,02	1,50	1,61	1,82
Lu	0,21	0,20	0,22	0,11	0,22	0,21	0,23

Примечание. Анализы: 1, 3, 4, 6–11, 14, 17 – щелочные базальты; 2 – трахит; 5, 13, 16 – оливиновые толеиты; 12, 15 – кварцевые толеиты. 1–2 – по [Chung et al., 1997], 3–11 – по [Zou et al., 2000], 12–14 – по [Kung-Suan Ho et al., 2000], 15–17 – по [Flower et al., 1992].

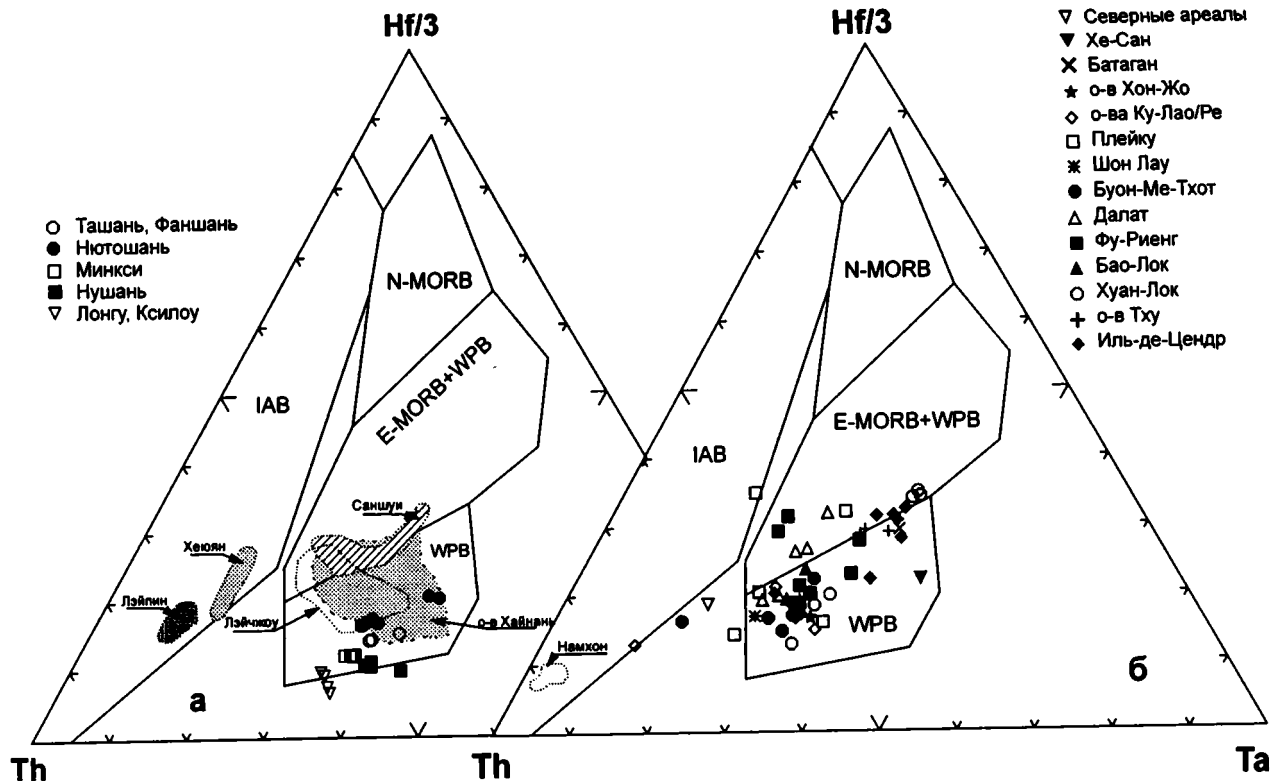


Рис. 4.4. Дискриминантная диаграмма Th-Hf-Ta для кайнозойских пород юго-восточной окраины Азии

(а) – Юго-Восточный Китай, (б) – Вьетнам, (в) – регион Южно-Китайского моря и трог Окинава, (г) – западный Индокитай. Южно-Восточный Китай: по [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Chung et al., 1997, Flower et al., 1992; Peng et al., 1986; Zou et al., 2000]; Южно-Китайское море: по [Flower et al., 1992, Tu et al., 1992]; Тайваньский регион и трог Окинава: по [Chung et al., 1994, 1995; Shinjo et al., 1999; Shinjo, Kato, 2000]; Вьетнам: наряду с оригинальными анализами использованы данные из [Hoa et al., 1995; Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998]; Таиланд: по [Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997]. Поля базальтов различных геодинамических обстановок [Wood, 1980]: N-MORB – деплетированных толеитов срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенных толеитов срединно-океанических хребтов и толеитов внутриплитных структур, WPB – щелочных базальтов внутриплитных структур, IAB – островных дуг и активных континентальных окраин

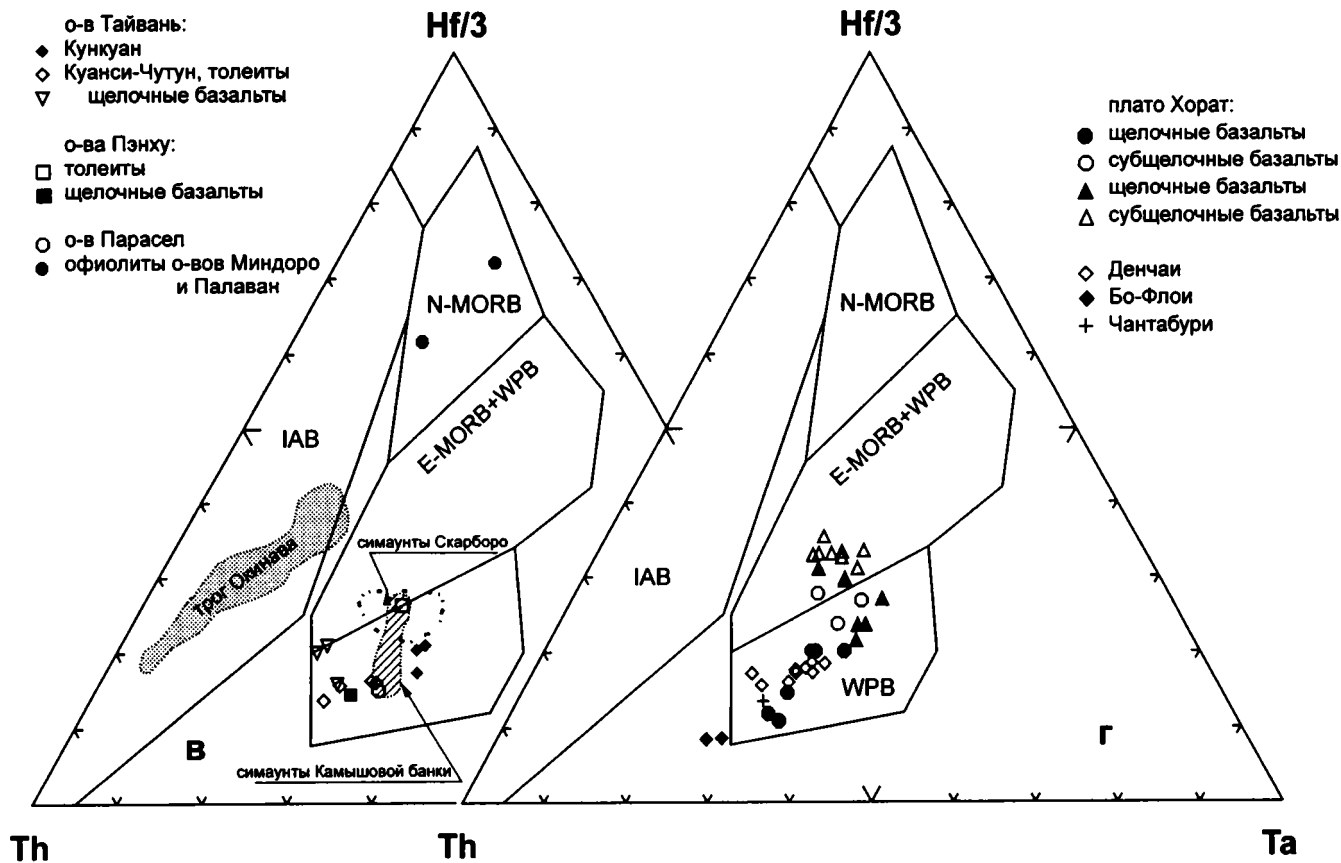


Рис. 4.4. Окончание

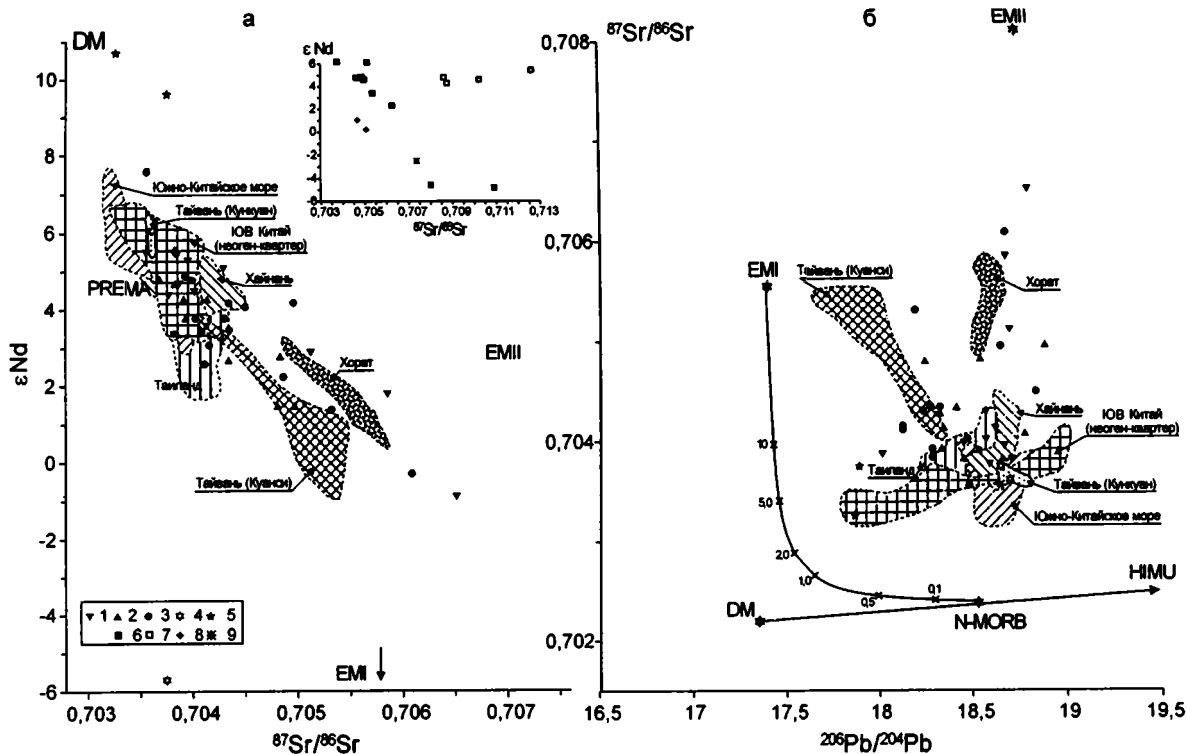


Рис. 4.5. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \epsilon\text{Nd}$ (а) и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (б) отношений в кайнозойских вулканитах юго-восточной окраины Азии

1–3 – Вьетнам: 1 – кварцевые толеиты, 2 – оливиновые толеиты, 3 – щелочные базальты. 4 – о-ва Пэнху. 5 – офиолитовые комплексы островов Миндоро и Палаван. 6–9 – Юго-Восточный Китай, ранний палеоген: 6, 7 – Саншунь, 6 – базальты, 7 – трахиты; 8 – Хейюань, 9 – Лэйпин.

Наряду с оригинальными данными использованы материалы [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Chung et al., 1994, 1997; Flower et al., 1992; Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997; Peng et al., 1986; Zou et al., 2000].

Состав источников по [Zindler, Hart, 1986]

Миоценовые вулканыты широко распространены на территории Юго-Восточного Китая. Они слагают многочисленные ареалы как в материковой части, так и на о-вах Тайваньского пролива, где представлены переслаиванием внутриплитных толеитов и щелочных базальтов (ареал Ксинчан, о-ва Пэнху и др.), отдельными ареалами щелочных базальтоидов (Ташань, Фаншань) либо образуют зоны ареалов (провинция Фуджянь), в которых толеитовый вулканизм внешней зоны сменяется щелочно-оливинбазальтовым в срединной зоне, а затем базанитовым и нефелинитовым во внутренней зоне [Chung et al., 1994; Peng et al., 1986; Zou et al., 2000].

Наиболее ранние проявления миоценового вулканизма (19,0–9,5 млн лет) известны в ареале Ксинчан, сложенном переслаиванием потоков щелочных базальтов и толеитов, имеющих умеренно деплетированный изотопный состав Sr (0,70411) и Nd (0,512932; $\epsilon\text{Nd}=5,8$) (рис. 4.5а) при умеренном обогащении Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,425\text{--}18,562$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,555\text{--}15,562$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,507\text{--}38,911$ (рис. 4.6) и $\Delta 8/4\text{Pb}=60\text{--}85$) [Peng et al., 1986].

Среднемиоценовые ареалы Ташань (16,3 млн лет) и Фаншань (9,1–9,4 млн лет) приурочены к системе субширотных сдвигов и грабенов, отделяющих Северо-Китайский блок от блока Янцзы. Они образованы потоками щелочных базальтов и базанитов [Zou et al., 2000], характеризующихся сильным обогащением некогерентными элементами (рис. 4.3, 4.4), наиболее деплетированным среди миоценовых пород региона изотопным составом Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703252\text{--}0,703396$) и Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512935\text{--}0,512976$; $\epsilon\text{Nd}=5,8\text{--}6,6$) (рис. 4.5а) и более низкими отношениями изотопов Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,02\text{--}18,208$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,484\text{--}15,532$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=37,853\text{--}38,143$ (рис. 4.6) и $\Delta 8/4\text{Pb}=43\text{--}55$).

В провинции Фуджянь выделяются [Chung et al., 1994; Zou et al., 2000] три зоны ареалов вулканических пород среднепозднемиоценового возраста (с востока на запад): внешняя (Нютошань), срединная (Миндин) и внутренняя (миоценовые лавовые потоки района Минкси), приуроченные к системе разломов северо-восточного простирания (рис. 4.1). Преобладающие типы вулканиитов изменяются от внешней к внутренней зоне от оливиновых толеитов через щелочные оливиновые базальты к базанитам и нефелинитам. Все породы обогащены некогерентными элементами и по геохимическим характеристикам отвечают толеитам и щелочным базальтам внутриплитного геохимического типа (табл. 4.1) [Sun, Lai, 1980; Chung et al., 1994]. В отношении изотопов Sr и Nd все вулканыты умеренно деплетированы, однако базаниты внутренней зоны имеют более высокие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51290–0,51297; $\epsilon\text{Nd}=5,2\text{--}6,6$) и более низкие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7036–0,7039), чем толеиты внешней зоны (0,51275–0,51285 ($\epsilon\text{Nd}=3,1\text{--}3,7$) и 0,7038–0,7043 соответственно). Значения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношения увеличиваются к внешней зоне (18,2–18,6–19,0), а $\Delta 8/4\text{Pb}$ и $\Delta 7/4\text{Pb}$ изменяются от 41 до 83 и от 3,7 до 10 соответственно (рис. 4.5а, 4.6).

На о-ве Тайвань, отделенном от континентальной части Китая узким рифтогенным прогибом, миоценовые вулканыты образуют два комплекса: раннемиоценовый (20–23 млн лет) Кункуан и средне-позднемиоценовый (9–13 млн лет) Куанси-Чутун [Chung et al., 1995а].

В щелочных базальтах Кункуан и толеитах и щелочных базальтах ареала Куанси-Чутун при близком распределении некогерентных элементов (табл. 4.2; рис. 4.4, 4.5), сходном с таковым ОИВ (рис. 4.3), отмечены существенные

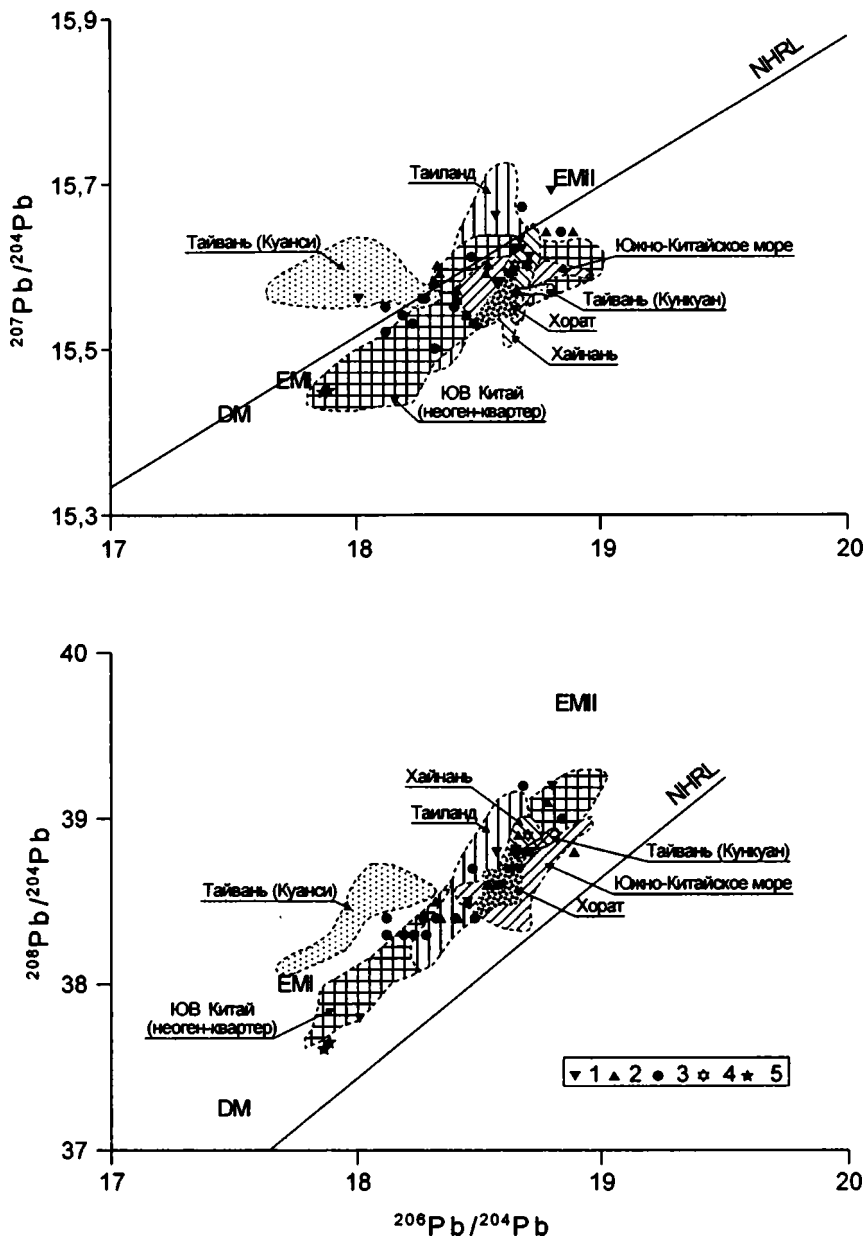


Рис. 4.6. Вариации $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений в кайнозойских вулканитах Юго-восточной окраины Азии

1–3 – Вьетнам: 1 – кварцевые толеиты, 2 – оливиновые толеиты, 3 – щелочные базальты. 4 – о-ва Пэнху. 5 – офиолитовые комплексы островов Миндоро и Палаван.

Использованы материалы [Basu et al., 1991; Fan, Hooper, 1991; Chung et al., 1994, 1997; Flower et al., 1992; Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997; Peng et al., 1986; Zou et al., 2000].

Состав источников по [Zindler, Hart, 1986]

Таблица 4.2. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Восточно-Китайского моря

Компонент	Ареал								
	С,-З, Тайвань			о-ва Пэнху		трог Окинава			
	№ образца, анализа								
	ТВ-07	N-209	S-03	PH-89	PH-96	СВ6-22	A7B	12-2YK	DR8-2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,97	46,46	52,00	51,64	44,87	49,20	51,10	72,11	71,01
TiO ₂	3,16	2,82	1,46	1,86	2,14	0,96	1,38	0,35	0,36
Al ₂ O ₃	16,15	13,58	14,08	14,21	12,79	16,82	16,80	14,44	14,32
Fe ₂ O ₃	12,21	10,47	9,79	11,60	12,62	9,69	10,11	2,68	3,74
MnO	0,17	0,16	0,14	0,15	0,19	0,16	0,19	0,07	0,10
MgO	4,88	9,19	6,87	7,33	11,48	7,68	5,34	0,51	0,44
CaO	7,31	8,32	8,53	9,49	9,57	11,33	9,63	2,20	2,13
Na ₂ O	3,94	3,48	3,01	2,66	2,38	2,15	3,36	4,15	4,98
K ₂ O	2,16	2,13	0,54	0,31	1,40	0,42	0,60	2,67	2,51
P ₂ O ₅	0,89	0,84	0,28	0,24	0,72	0,16	0,24	0,07	0,07
п.п.п.	1,35	1,84	2,84	-	-	0,56	1,07	-	-
Сумма	99,19	99,29	99,54	99,49	98,162	99,13	99,82	99,25	99,66
Cr	28	247	270	208	449	246	22	3	4
Ni	39	204	45	161	333	83	18	2	1
Co	42	49	45	-	-	41	34	3	3
Sc	15	21	16	25	24	38	34,7	4,8	9,7
Rb	49	40	25	6	47	8,8	14	82,1	48,6
Ba	639	971	245	153	500	75	114	396	385
Sr	883	897	352	306	738	249	324	125	122
U	-	-	-	0,4	1,5	0,21	0,29	1,72	1,45
Th	4,8	9,6	2,7	1,7	6,9	0,67	1,06	7,08	5,82
Ta	4	4,5	1,2	1,2	3,8	0,23	0,26	0,6	0,63
Nb	61	71	24	18	61	3,5	4	6,6	9,1
Hf	7	6,7	3,1	3,1	5,4	1,48	2,06	4,29	6,64
Zr	286	312	130	114	225	58	85	177	295
Y	35	31	17	22	30	21,1	28,2	23,5	47,7
La	52,8	62,8	17	12,7	51,3	5,51	9,54	16,2	22,14
Ce	103	122	34,9	25,2	97,8	13,22	22,43	32,46	49,21
Pr	-	-	-	-	-	1,92	3,15	3,75	6,05

Окончание таблицы 4.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Nd	53	55,1	17,7	16,2	45	9,2	14,39	14,22	24,69
Sm	10,2	10	4,4	4,4	8,4	2,66	3,81	3,08	5,87
Eu	3,3	3,2	1,5	1,5	2,5	1,03	1,36	0,81	1,35
Gd	-	-	-	-	-	3,1	4,24	3,09	6,1
Tb	1,2	1,4	0,6	0,7	1,2	0,54	0,72	0,53	1,06
Dy	-	-	-	-	-	3,44	4,49	3,33	6,81
Ho	-	-	-	-	-	0,73	0,96	0,73	1,49
Er	-	-	-	-	-	2,11	2,78	2,26	4,58
Tm	-	-	-	-	-	0,32	0,42	0,38	0,74
Yb	2,3	2,1	1,3	1,7	1,8	1,97	2,64	2,51	4,83
Lu	0,35	0,31	0,21	0,27	0,28	0,31	0,41	0,41	0,77

Примечание. Анализы: 1, 2, 5 – щелочные базальты; 3, 4, 6, 7 – толеиты; 8–9 – риолиты. 1–3 – по [Chung et al., 1995]; 4, 5 – по [Chung et al., 1994]; 6, 7 – по [Shinjo et al., 1999]; 8, 9 – по [Shinjo, Kato, 2000].

различия в изотопном составе. Так, базальты Кункуан умеренно деплетированы в отношении изотопов Sr и Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70358-0,70362$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51289-0,51294$; $\epsilon\text{Nd}=4,9-5,9$), а отношения изотопов Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,65-18,802$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15,566-15,572$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38,769-38,92$ и $\Delta 8/4\text{Pb}=55-60$) показывают присутствие компонента ЕМII, тогда как базальты Куанси-Чутун отличаются более низкими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0,51257-0,51282$; $\epsilon\text{Nd}=-1,3\pm 3,6$), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($17,654-18,342$), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($15,557-15,629$) и более высокими $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,70403-0,70559$), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($37,074-38,703$) и $\Delta 8/4\text{Pb}$ ($75-130$), причем последние отражают присутствие компонента ЕMI (рис. 4.5a, 4.6) [Chung et al., 1995].

Средне-позднемиоценовые (16,2–8,2 млн лет) [Juang, 1992] вулканы на о-ве Пэнху в Тайванском проливе образуют серию переслаивающихся потоков оливиновых толеитов и щелочных оливиновых базальтов, имеющих характеристики типичных внутриплитных пород (рис. 4.3) [Chung et al., 1994]. Их изотопный состав ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\approx 0,7037$, $\epsilon\text{Nd}\approx 5$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}\approx 18,7$) сходен с таковым в базальтах симаунта Камышовая банка Южно-Китайского моря [Tu et al., 1992].

Плиоцен-четвертичный вулканизм материковой части Юго-Восточного Китая проявлен ограниченно и представлен щелочными базальтами ареалов Нушань, Лонгу и Ксилоу и нефелинитами и лимбургитами Минкси, характеризующимися сильным обогащением HFSE и LILE (рис. 4.3) и деплетированным изотопным составом (рис. 4.5a) [Basu et al., 1991; Chung et al., 1994; Zou et al., 2000].

Поздний плиоцен-четвертичные вулканические породы п-ова Лэйчжоу и о-ва Хайнань слагают наиболее крупные ареалы на юго-востоке Китая (рис. 4.1). На п-ве Лэйчжоу вулканическая деятельность известна с конца олигоцена (28,4 млн лет), но основной объем базальтов был сформирован в раннем плиоцене-голоцене (3,75–<0,1 млн лет) с пиком активности в раннем-среднем плейстоцене (1,8–0,4 млн лет) [Fan, Hooper, 1991; Kung-suan Ho et al., 2000]. Вулканы ранних фаз активности связаны с разломами субширотного про-

стирания и представлены *Qtz*- и *Ol*-толеитами, извергавшимися из вулканов трещинного типа. Вулканические постройки центрального типа и отдельные шлаковые конусы, связанные с извержениями поздних фаз, образованы щелочными базальтами и редкими потоками *Ol*-толеитов.

Базальты Лэйчжоу – умеренно порфиновые породы. По данным, приведенным в работе [Kung-suan Ho et al., 2000], в толеитах вкрапленники представлены субкальциевыми авгитами ($\text{En}_{34-40}\text{Wo}_{35-37}\text{Fs}_{9-12}$), плагиоклазами (An_{40-65}), в основной массе отмечается также железистый оливин. Щелочные базальты сложены зональными вкрапленниками оливина ($\text{Fo}_{83,8-55,7}$), клинопироксенами, среди которых различаются авгит и салит. В основной массе щелочных базальтов наряду с зернами клинопироксенов и оливинов присутствуют лейсты плагиоклаза (An_{32-66}) и калиевых полевых шпатов (Or_{20-40}).

По химическому составу среди базальтов различаются субщелочные и умереннощелочные породы (табл. 4.1); субщелочные базальты по соотношению SiO_2 с FeO/MgO и нормативному составу разделяются на *Qtz*- и *Ol*-нормативные толеиты. Все базальты умеренноглиноземистые (14,9–16,3% Al_2O_3). Содержание титана и фосфора увеличиваются при переходе от *Qtz*-толеитов к щелочным базальтам (1,3–2,1% TiO_2 и 0,14–0,72% P_2O_5).

Базальты Лэйчжоу умеренно обогащены некогерентными элементами и близки к обогащенным толеитам MORB и базальтам OIB [Zhu, Wang, 1989] (рис. 4.2). Для всех пород характерен Ta-Nb максимум, увеличивающийся от *Qtz*-толеитов к щелочным базальтам ($\text{La}_{\text{pm}}/\text{Nb}_{\text{pm}}=0,6-0,9$). На дискриминантных диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4) большая часть фигуративных точек базальтоидов располагается в поле составов WPB, часть из них смещена в область E-MORB. Распределение REE фракционированное. Степень обогащения легкими лантаноидами сильно изменяется при переходе от кварцевых толеитов ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,5-2,4$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,9-7,8$) к щелочным базальтам ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,6-2,9$; $\text{La}_n/\text{Yb}_n=12,3-17,4$).

Остров Хайнань, располагающийся на шельфе Южно-Китайского моря (рис. 4.1), представляет собой обособленный фрагмент континентальной части Китая [Tu et al., 1991]. По данным Б. Тейлора и Д. Хайеса [Taylor, Hayes, 1983], отделение острова происходило начиная с палеоцена вдоль структур раздвига, одновременно с образованием других зон растяжения, приведших к раскрытию Южно-Китайского моря, сопровождавшемуся поворотом по часовой стрелки Индокитая относительно южной части Китая и левосторонними движениями вдоль сдвига Красной реки, вследствие коллизии Индии и Евразии [Briais et al., 1989]. В геологическом строении о-ва Хайнань выделяются две структурно-формационные зоны – грабен Леи-Кон в северной части острова, и горст Жоннам в южной, разделенные разломом. Кайнозойский вулканизм в основном сосредоточен в северной части острова, тогда как в строении южной принимают участие фрагменты кислой континентальной коры [Flower et al., 1992].

Четвертичные базальтоиды, по данным М. Флауэра с соавторами, со временем изменяются от маломощных потоков кварцевых толеитов и щелочных оливиновых базальтов до более массивных оливиновых толеитов [Flower et al., 1992]. Выделяются до девяти фаз извержения. Потоки толеитов, как правило, извергались из вулканов трещинного типа, щелочные базальты и базаниты – из вулканов центрального типа; последние содержат ксенолиты шпинелевых лер-

цолитов и гарцбургитов и ксенокристы клинопироксена, корунда, циркона и анортноклаза. Вулканические центры образуют эшелонированные группы вдоль сдвигов СЗ-ЮВ простираия.

По химическому составу среди базальтов выделяются щелочные и субщелочные (см. табл. 4.1), а среди последних – *Qtz*- и *Ol*-нормативные толеиты [Flower et al., 1992]. Кварцевые толеиты афировые или слабо плагиофировые, в противоположность *Ol*-толеитам и щелочным базальтам, являющимися умереннопорфирами. Субфенокристы в них представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином. В *Qtz*-толеитах наблюдаются более высокие отношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{TiO}_2/\text{P}_2\text{O}_5$, чем в *Ol*-толеитах и щелочных базальтах и более низкие содержания MgO . В целом, толеиты и щелочные базальты о-ва Хайнань имеют, по сравнению с базальтами п-ова Лэйчжоу имеют более высокие содержания tFeO , CaO , TiO_2 и более низкие Al_2O_3 . Рисунок спектра распределения некогерентных элементов во всех трех типах пород сходен, различаясь степенью обогащения, и в целом близок базальтам OIB (рис. 4.2). На диаграмме Th–Hf–Ta *Ol*-толеиты и щелочные базальты занимают область составов WPB, тогда как составы *Qtz*-толеитов смещены в поле составов E-MORB (рис. 4.4). Спектр распределения REE более фракционированный, по сравнению с базальтами Лэйчжоу. Отношения LREE/HREE увеличиваются от *Qtz*-толеитов к щелочным базальтам ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,6-2,1$ и $2,6-3,9$ и $\text{La}_n/\text{Yb}_n=4,7-6,8$ и $17,5-22,0$). Изотопный состав стронция (рис. 4.6) изменяется в пределах $0,7035-0,7045$ [Tu et al., 1992], отличаясь более низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных базальтах ($0,7035-0,7041$). Значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ изменяются в пределах $0,51282-0,51293$ ($\epsilon\text{Nd}=3,6-5,7$). По изотопному составу свинца [Tu et al., 1992] базальты о-ва Хайнань располагаются в поле составов OIB Dupal-типа Южного полушария [Hart, 1988], причем *Qtz*-толеиты отличаются более радиогенным составом (рис. 4.6).

Кайнозойский вулканизм в трог Окинава

Трог Окинава протягивается на расстояние свыше 800 км и представляет молодой внутриконтинентальный рифтовый бассейн, образованный серией субпараллельных грабенов северо-восточного простираия шириной около 10 км и длиной 50–100 км, сформированный в тылу островодужной системы Рюкю. В центральном сегменте трога выделяются несколько субпараллельных зон растяжения. Мощность коры изменяется от 18 км на юге трога до 30 км в его северной части [Hirata et al., 1991]. В развитии рифта выделяются три эпизода [Kimura, 1985; Sibuet et al., 1995]: средне-позднемиоценовый (главная фаза тектогенеза), раннеплейстоценовый и плейстоцен-современный. Вулканическая деятельность приурочена к плейстоцену и представлена бинарной толеитовой базальт-риолитовой ассоциацией [Shinjo et al., 1999]. Толеиты характеризуются дифференцированным спектром распределения несовместимых элементов с обогащением LILE относительно HFSE, сильным Ta-Nb минимумом (рис. 4.3; табл. 4.2) и варьирующими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($0,703685-0,70462$ и $0,512714-0,512908$; $\epsilon\text{Nd}=1,4-5,3$). Риолиты умереннокалиевые; по распределению редких и редкоземельных элементов выделены две группы: одна – с высокими величинами La_n/Sm_n ($2,8-3,5$) и

La_n/Yb_n (3,8–4,5) и сходным с толеитами изотопным составом Sr и Nd и другая – с более низкими отношениями $La_n/Sm_n=2,2-2,7$ и $La_n/Yb_n=2,6-3,3$ и более высокими $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,704301–0,704799).

Кайнозойский вулканизм в Южно-Китайском море

Раннеолигоценовые (~ 34 млн лет [Encarnacion et al., 2001]) базальты офиолитового комплекса о-вов Миндоро и Палаван (рис. 4.2) могут рассматриваться как реликты раннего эпизода спрединга Южно-Китайского моря [Tu et al., 1992]. Базальты представлены оливиновыми (Миндоро) и кварцевыми (Палаван) толеитами, фигуративные точки которых на диаграмме Hf–Ta–Th занимают область состава N-MORB (рис. 4.4в). Они характеризуются деплетированным распределением HFSE и REE ($La_n/Sm_n=0,63-0,66$; $La_n/Yb_n=0,7-0,8$) (рис. 4.3), имеют высокие значения $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,51310; $\epsilon Nd=9,8$) и пониженные $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703264–0,703754), $^{206}Pb/^{204}Pb$ (17,86–17,88) (рис. 4.5а) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (37,61–37,65) (рис. 4.6), близкие к таковым в офиолитах Восточного Тайваня [Jahn, 1986].

Постспрединговый этап вулканизма в Южно-Китайском море представлен базальтоидами симаунтов Скарборо и Камышовой банки, а также о-ва Парасел (рис. 4.2) [Tu et al., 1992].

Базальты симаунтов Скарборо отвечают оливиновым толеитам (13,9 млн лет), трахибазальтам и оливиновым толеитам (9,9 млн лет) и щелочным оливиновым базальтам (3,5 млн лет) [Tu et al., 1992; Wang et al., 1986], тогда как вулканизм Камышовой банки представлен плиоцен-четвертичными (0,5–2,7 млн лет) [Kudrass et al., 1986] толеитами и щелочными базальтами. Толеиты отличаются умеренным обогащением некогерентными элементами и фракционированным распределением REE ($La_n/Sm_n=2,0-2,1$, $La_n/Yb_n=4,9-6,1$), а трахибазальты и щелочные оливиновые базальты характеризуются сильным обогащением как некогерентными элементами, так и REE ($La_n/Sm_n=2,5-2,7$, $La_n/Yb_n=12,5-13,7$). Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в толеитах Скарборо относительно низкие (0,703176–0,703192) при умеренно высоких $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512916–0,512929; $\epsilon Nd=5,5-5,7$), щелочные базальты имеют более обогащенные отношения данных изотопов (0,703898–0,703909 и 0,512791–0,512813; $\epsilon Nd=3,0-3,4$). Изотопные составы Sr и Nd в толеитах и щелочных базальтах Камышовой банки сходны между собой (0,70343–0,7040 и 0,51288–0,51292; $\epsilon Nd=5,0-6,1$) (рис. 4.5а). Отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ в базальтах Скарборо закономерно увеличиваются от оливиновых толеитов (18,6–18,7) через трахибазальты (18,95) к щелочным оливиновым базальтам (19,03), а в базальтах Камышовой банки отмечается некоторое снижение $^{206}Pb/^{204}Pb$ от толеитов (18,54–18,60) к щелочным базальтам (18,41–18,48) (рис. 4.6).

На о-ве Парасел позднекайнозойский вулканизм представлен нефелинитами, характеризующимися сильным обогащением некогерентными элементами и сильно фракционированным распределением REE ($La_n/Sm_n=3,3$; $La_n/Yb_n=23,4$). $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,703218), $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,513035; $\epsilon Nd=7,7$) и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (38,4), эти отношения в них близки таковым в базальтах Центрального Индийского хребта [Tu et al., 1992].

Кайнозойский вулканизм в Индокитае и на Таиланде

На территории Индокитая кайнозойские вулканические образования размещены в четырех секторах [Колосков и др., 1989; Новиков и др., 1989; Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998; Lee et al., 1998]. К северному сектору относятся олигоценый ареал Пусамкап (за пределами схемы) и ареалы четвертичного возраста Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан и о-ва Хон-Жо (плейстоцен), а также ряд мелких ареалов на территории Лаоса (рис. 4.1). В центральном секторе располагаются ареалы Буон-Ме-Тхот (интервалы проявления вулканизма 3,3–4,6 и 0,3–1,9 млн лет), Батаган, Шон Кау (плиоцен-четвертичный), Плейку (2,6–4,8 и 0,6–2,5 млн лет) и о-ва Ку-Лао/Ре (12 и 0,4–1,2 млн лет). Юго-западный сектор содержит наиболее крупный вулканический ареал Индокитая – Фу-Риенг (15,0–15,1 и около 5 млн лет). Ряд небольших ареалов известен в центральной и западной частях Камбоджи и Таиланда [Barr, Macdonald, 1981]. Юго-восточный сектор включает вулканические центры Далат (10,5–22,5 и <1,8–2,6 млн лет), Хуан-Лок (2,2–2,42 и 0,4–1,1 млн лет) и вулканические о-ва Большой Катуик (вулкан Иль-де-Цендр – среднеплейстоценовый-современный) и Тху (плейстоцен).

Наиболее ранние проявления постсубдукционного кайнозойского магматизма Вьетнама представлены ультракалийевыми основными породами (кокитами и абсарокитами) провинции Пусамкап [Довжиков и др., 1965] и связаны с рифтогенной структурой Шонгда. Формы проявления коцитов и абсарокитов – дайки, штоко- и некрообразные тела. Возраст пород, по данным рубидий-стронциевого метода, определен в $42,3 \pm 7,2$ млн лет [Поляков и др., 1997], однако Ag-Ag датировки пород этого ареала понижают возраст коцитов до $30 \pm 1,1$ млн лет [Chung et al., 1997].

Кокиты являются флогопитсодержащими оливин-клинопироксен-калишпатовыми порфировидными породами, состоящими из вкрапленников оливина, пироксена, флогопита и вмещающих их призматическизернистой или микролитовой калишпатовой матрицы, нередко с интерстиционным бурым стеклом и закалочными структурами «перо-веер» [Поляков и др., 1997]. Оливин представлен двумя генерациями: крупными вкрапленниками ($Fo_{92-82,5}$) и более мелкими фенокристаллами (Fo_{84-70}). Клинопироксены преимущественно отвечают по составу магниезиальному диопсиду, реже – высокомагнезиальным авгитам ($En_{42-48,9}Wo_{41,4-48,9}Fs_{4,5-12,5}$). Флогопиты характеризуются низкой глиноземистостью (12,3–17,7% Al_2O_3) и варьирующими содержаниями титана (2,6–7,5 и 1,8–3,8% TiO_2). Полевые шпаты изменяются по составу от ультракалийевых разностей до натрокалиевых и калинатровых. Кристаллиты шпинелидов из оливинов по составу варьируют от хромита до ферриалюмохромита. По химическому составу (табл. 4.3) магматические образования относятся к высокомагнезиальным, низкоглиноземистым, высокощелочным, низкотитанистым меланомфитам [Hoang et al., 1995; Поляков и др., 1997]. Для них характерно обогащение Cs, Rb, Ba, Th, La, Sr, Zr при обедненности Ta, Nb и Y, высокие отношения La_n/Yb_n , что сближает их с низкотитанистыми лампроитами средиземноморского типа, выделяемыми в структурах активизации складчатых областей и окраин платформ [Богатилов и др., 1991].

Миоцен-голоценовые вулканические центры Вьетнама связаны со структурами раздвигания, ограниченными сбросами [Rangin et al., 1995] и сдвигами.

Таблица 4.3. Представительные анализы калиевых вулканитов Тибета и Индокитая

Компонент	Регион									
	юго-западный Тибет			северо-вост, Тибет			северо-западный Вьетнам			
	Ареал									
	Ксунба						Намхон	Кок- пия	Синь- као	
	№ образца, анализа									
	TE125	TE127	TE136	K9028	K9024	K9027	Г916	P55	Г942	T1597
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	56,45	55,13	67,16	54,51	56,57	57,49	50,29	48,01	52,11	49,48
TiO ₂	1,32	1,37	0,63	1,53	1,58	1,68	0,72	0,57	0,61	0,72
Al ₂ O ₃	12,99	13,18	15,26	14,94	15,41	15,96	11,09	10,6	11,53	11,56
Fe ₂ O ₃	6,55	7,25	3,54	6,33	7,05	6,82	7,71	6,07	8,01	8,20
MnO	0,13	0,11	0,02	0,09	0,10	0,09	0,14	0,13	0,14	0,16
MgO	4,75	6,68	1,41	2,75	3,21	2,88	12,94	10,84	12,79	12,85
CaO	4,12	4,6	2,72	7,64	5,64	5,39	7,60	11,09	6,92	7,16
Na ₂ O	1,15	2,14	3,3	3,62	3,69	3,95	1,79	0,58	2,07	2,38
K ₂ O	7,54	6,6	5,1	3,62	3,81	4,11	5,71	5,96	4,46	3,78
P ₂ O ₅	0,70	0,78	0,32	0,76	0,91	0,85	0,62	0,60	0,42	0,50
п.п.п.	3,67	2,27	1,40	3,8	1,82	0,79	1,18	4,42	0,82	2,94
Сумма	99,37	100,11	100,86	99,59	99,79	100,01	99,79	98,87	99,88	99,73
Sc	18	18	9	13	15	12	-	-	-	-
Cr	295	494	130	43	86	47	-	-	-	-
Ni	87	212	-	33	51	32	-	-	-	-
Co	21	26	8	-	-	-	-	-	-	-
Rb	632	437	340	109	118	121	270	210	108	217
Sr	621	787	772	987	1025	1029	1430	13858	979	1452
Ba	1863	2715	1988	1527	1635	1631	1690	420	1366	1553
Hf	15,6	18,2	8,8	9	9	10	4,1	4,1	3,9	4,1
Zr	511	609	316	411	433	452	269	299	200	225
Y	27	24	17	25	26	27	31	0,2	31	33
Ta	2,8	2,7	1,4	2,2	2,4	2,3	0,64	0,4	1,0	0,4
Nb	38	38	17	37	39	40	11	8,5	16	4,7
Th	114	188	104	21	23	23	3,7	5,8	3,3	3,0
U	25	21	17	1	3	1	15,1	14,2	9,6	9,7
La	72	118	93	112	122	123	56	142	34	34,6

Окончание таблицы 4.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ce	185	290	191	212	233	232	107	189	65	69
Pr	24	39	22	-	-	-	-	-	-	-
Nd	109	171	83	81	90	90	46	52	32	32
Sm	25	32	15	11,4	12,3	12,2	8,1	8,3	6,4	6,1
Eu	4,0	4,6	2,4	2,7	2,9	2,9	2,20	2,02	1,69	1,74
Gd	14	17	8	-	-	-	5,9	4,9	5,2	4,7
Tb	1,5	1,7	0,9	1,0	1,0	1,01	-	-	-	-
Dy	6,5	6,6	4,3	-	-	-	-	-	-	-
Ho	1,06	0,90	0,64	-	-	-	-	-	-	-
Er	2,5	2,2	1,6	-	-	-	-	-	-	-
Tm	0,33	0,26	0,19	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2	1,4	1,4	1,8	1,9	2,0	1,63	1,52	2,01	1,63
Lu	0,31	0,22	0,21	0,3	0,3	0,3	-	-	-	-

Примечание. Анализы: 1–2 – камафугиты, 3 – банакит [Miller et al., 1999], 4–6 – шошонитовые андезитобазальты и андезиты [Turner et al., 1996], 7–10 – кокиты [Поляков и др., 1997].

Часть ареалов на территории Вьетнама образована двумя эпизодами вулканической деятельности. Нижний комплекс вулканических ареалов, как правило, сложен потоками кварцевых и оливинных толеитов, при незначительной роли щелочных базальтов, связанных с извержениями трещинного типа, приуроченными к протяженным разломам. Породы верхнего комплекса представлены щелочными оливинными базальтами, базанитами, реже нефелинитами и трахибазальтами, образующими постройки центрального типа, сопряженные со сдвигами. Подобная закономерность выдерживается в большей части сложно построенных ареалов, за исключением Буон-Ме-Тхот, где установлена обратная последовательность [Hoang, Flower, 1998]. Современные K-Ar [Новиков и др., 1989] и Ar-Ar [Lee et al., 1998] датировки базальтов Вьетнама приведены в таблице 4.4.

При изучении химизма вулканитов Вьетнама, наряду с оригинальными материалами [Колосков и др., 1989; Федоров, Колосков, 2005], использованы данные Нгуен Сан Хана и М. Флауера [Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998].

Химический состав вулканитов Вьетнама приведен в таблице 4.5. По соотношению щелочей и кремнезема базальты принадлежат к субщелочной и щелочной сериям (рис. 4.7). CIPW нормативные вариации определяют пределы вариаций кварцевых толеитов (*Qtz*-нормативных), оливинных толеитов (*Ol+Hy*-нормативных), щелочных базальтов (*Ne* до 5%), базанитов (*Ne* свыше 5%) в большинстве вулканических центров, отражая степень недосыщенности кремнием пород от раннего комплекса к позднему.

Среди *Qtz*-толеитов преобладают редко- и умереннопорфировые разности. Вкрапленники образованы плагиоклазом (An_{72-83}), оливинном (Fo_{74-78}) и авгитом ($En_{36-40}Wo_{47-49}Fs_{13-14}$) (рис. 4.8). В толеитах нижнего комплекса (ареалы

Таблица 4.4. Возраст вулканических образований на территории Вьетнама [Новиков и др., 1989; Lee et al., 1998]

Вулканический ареал	Сектор	Фазы	Возраст, млн лет
Дьен-Бьен-Фу	северный	I	Q_1
Фу-Ку	северный	I	Q_1
Хе-Сан	северный	I	Q_1
Хон-Жо о-в	северный	I	Q_1
Буон-Ме-Тхот	центральный	II	3,3–4,6 и 0,3–1,9 (N_2 и $N_2^2-Q_1$)
Батаган	центральный	I	N_2-Q
Ку-Лао-Ре о-в	центральный	II	12 и 0,4–1,2 (N_1^2 и Q_1)
Плейку	центральный	II	2,6–4,8 и 0,6–2,5 (N_1^2 и Q_1)
Шон Кау	центральный	I	Q_1
Иль-де-Цендр влк	юго-восточный	I	0,8–0 (Q_1 -совр.)
Далат	юго-восточный	II	10,5–22,5 и 1,8–2,6 (N_1^{1-2} и N_2^2)
Хуан-Лок	юго-восточный	II	2,2–2,42 и 0,4–1,1 (N_2^2 и Q_1)
Тху о-ва	юго-восточный	I	Q_1
Фу-Риенг	юго-западный	II	15–15,1 и 5 (N_1^{1-2} и N_2^2)

Фу-Риенг, Далат) отмечаются редкие вкрапленники ортопироксенов (Ep_{78-82}). *Ol*-толеиты, обычно переслаивающиеся с *Qtz*-толеитами, реже с щелочными базальтами – редкопорфировые. Вкрапленники представлены оливином (Fo_{78-82}) и авгитом ($En_{40-42}Wo_{43-44}Fs_{16-19}$), редко плагиоклазом (An_{68-85}). Щелочные базальты – умереннопорфировые. Вкрапленники образованы в основном оливином (Fo_{70-89}), при незначительном количестве плагиоклаза.

Вулканические ареалы северного сектора Вьетнама образованы шлаковыми конусами, реже отдельными лавовыми потоками. Базальты материковой части ареалов (Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан) – преимущественно *Ol*-нормативные, реже *Нур*-нормативные толеиты; щелочные базальты слагают отдельные конусы ареала Хе-Сан. Толеиты отличаются повышенной щелочностью ($Na_2O+K_2O=3,7-5,0$ мас.%), высокими содержаниями P_2O_5 (0,3–0,5 мас.%), умеренно высокими содержаниями TiO_2 (1,5–2,0 мас.%). Породы обогащены HFSE и LILE и характеризуются Ta-Nb максимумом на спайдерграмме (рис. 4.9). Отношения Zr/Y высокие (4,4–5,9). На диаграмме Th-Nf-Ta толеиты ареала Хе-Сан занимают область внутриплитных базальтов, тогда как толеиты Дьен-Бьен-Фу располагаются между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (рис. 4.4б). Распределение REE в толеитах фракционированное (рис. 4.10) – $La_n/Sm_n=2,3-2,7$, $La_n/Yb_n=6,9-9,1$.

Кварцевые толеиты ареала Дьен-Бьен-Фу отличаются высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706511) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,800) и пониженными $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512591; $\epsilon Nd = -1$), тогда как *Ol*-толеиты Хе-Сан имеют более деплетированные характеристики ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,704084$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512819$ ($\epsilon Nd=3,5$); $^{206}Pb/^{204}Pb=18,780$) (рис. 4.5а, 4.6) [Hoang et al., 1996]. Щелочные оливиновые базальты и базаниты ареала Хе-Сан характеризуются умеренно высокими со-

Таблица 4.5. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Вьетнама [Федоров, Колосков, 2005]

Компонент	Северный сектор						Центральный сектор			
	Ареал									
	Намхон		Кокпиа	Синькао	Хе-Сан	Дьен	Буон-Ме-Тхот		Плейку	
	№ образца, анализа									
	Г916	P55	Г942	T1597	9-85	DBP-1	23-856	45-5	90-15	15-85
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	50,29	48,01	52,11	49,48	47,19	54,69	45,14	45,13	54,34	49,14
TiO ₂	0,72	0,57	0,61	0,72	2,61	2,02	1,95	2,68	1,80	2,34
Al ₂ O ₃	11,09	10,6	11,53	11,56	14,22	15,84	14,94	13,53	14,50	14,08
Fe ₂ O ₃	7,71	6,07	8,01	8,20	-	-	7,39	-	-	2,29
FeO					10,54	9,56	5,24	11,25	9,23	9,20
MnO	0,14	0,13	0,14	0,16	0,15	0,16	0,13	0,17	0,20	0,15
MgO	12,94	10,84	12,79	12,85	8,39	5,30	6,68	8,95	6,32	8,57
CaO	7,60	11,09	6,92	7,16	9,20	6,09	7,86	9,86	8,43	8,88
Na ₂ O	1,79	0,58	2,07	2,38	3,01	2,97	4,12	3,33	2,84	2,90
K ₂ O	5,71	5,96	4,46	3,78	1,50	2,02	3,43	1,16	0,52	1,98
P ₂ O ₅	0,62	0,60	0,42	0,50	0,53	0,32	0,87	0,75	0,20	0,49
п.п.п.	1,18	4,42	0,82	2,94	2,21	0,87	3,54	2,31	1,40	0,40
Сумма	99,79	98,87	99,88	99,73	99,55	99,84	101,29	99,12	99,78	100,42
Sc	-	-	-	-	17,8	15,9	-	22,8	22,9	-
Cr	-	-	-	-	213	119	253	246	199	-
Ni	-	-	-	-	134	110	153	221	111	-
Rb	270	210	108	217	29	65	56	88	15	37
Sr	1430	13858	979	1452	787	287	923	803	249	630
Ba	1690	420	1366	1553	481	318	549	924	250	980
Hf	4,1	4,1	3,9	4,1	3,60	6,00	6,50	5,50	3,70	6,10
Zr	269	299	200	225	122	182	225	196	112	220
Y	31	0,2	31	33	20,0	31,0	19,0	25,0	27,0	26,0
Ta	0,64	0,4	1,0	0,4	2,40	2,00	3,60	3,80	0,60	1,90
Nb	11	8,5	16	4,7	3,6	30	65	60	10	52
Th	3,7	5,8	3,3	3,0	1,80	6,70	7,30	6,90	1,70	2,40
U	15,1	14,2	9,6	9,7	-	1,30	1,80	1,00	1,00	-
La	56	142	34	34,6	24,9	22,0	29,0	44,7	11,9	37,0
Ce	107	189	65	69	60,8	43,3	56	87,8	22,6	76
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	46	52	32	32	25,9	22,5	24,0	37,8	13,4	42,0
Sm	8,1	8,3	6,4	6,1	5,6	6	4,9	7,9	4,2	7,5
Eu	2,20	2,02	1,69	1,74	2,00	1,60	1,50	2,80	1,60	2,20
Gd	5,9	4,9	5,2	4,7	-	-	-	-	-	-
Tb	-	-	-	-	-	1,10	0,65	1,70	0,70	1,10
Dy	-	-	-	-	-	6,1	-	5,6	3,9	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	-	-	-	-	1,80	2,10	1,00	1,50	2,00	1,70
Lu	1,63	1,52	2,01	1,63	0,30	0,30	0,14	0,10	0,30	0,24

Таблица 4.4. Возраст вулканических образований на территории Вьетнама [Новиков и др., 1989; Lee et al., 1998]

Вулканический ареал	Сектор	Фазы	Возраст, млн лет
Дьен-Бьен-Фу	северный	I	Q_1
Фу-Ку	северный	I	Q_1
Хе-Сан	северный	I	Q_1
Хон-Жо о-в	северный	I	Q_1
Буон-Ме-Тхот	центральный	II	3,3–4,6 и 0,3–1,9 (N_2 и $N_2^2-Q_1$)
Батаган	центральный	I	N_2-Q
Ку-Лао-Ре о-в	центральный	II	12 и 0,4–1,2 (N_1^2 и Q_1)
Плейку	центральный	II	2,6–4,8 и 0,6–2,5 (N_1^2 и Q_1)
Шон Кау	центральный	I	Q_1
Иль-де-Цендр влк	юго-восточный	I	0,8–0 (Q_1 -совр.)
Далат	юго-восточный	II	10,5–22,5 и 1,8–2,6 (N_1^{1-2} и N_2^2)
Хуан-Лок	юго-восточный	II	2,2–2,42 и 0,4–1,1 (N_2^2 и Q_1)
Тху о-ва	юго-восточный	I	Q_1
Фу-Риенг	юго-западный	II	15–15,1 и 5 (N_1^{1-2} и N_2^2)

Фу-Риенг, Далат) отмечаются редкие вкрапленники ортопироксенов (En_{78-82}). *Ol*-толеиты, обычно переслаивающиеся с *Qtz*-толеитами, реже с щелочными базальтами – редкопорфировые. Вкрапленники представлены оливином (Fo_{78-82}) и авгитом ($En_{40-42}Wo_{43-44}Fs_{16-19}$), редко плагиоклазом (An_{68-85}). Щелочные базальты – умереннопорфировые. Вкрапленники образованы в основном оливином (Fo_{70-89}), при незначительном количестве плагиоклаза.

Вулканические ареалы северного сектора Вьетнама образованы шлаковыми конусами, реже отдельными лавовыми потоками. Базальты материковой части ареалов (Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан) – преимущественно *Ol*-нормативные, реже *Hur*-нормативные толеиты; щелочные базальты слагают отдельные конусы ареала Хе-Сан. Толеиты отличаются повышенной щелочностью ($Na_2O+K_2O=3,7-5,0$ мас.%), высокими содержаниями P_2O_5 (0,3–0,5 мас.%), умеренно высокими содержаниями TiO_2 (1,5–2,0 мас.%). Породы обогащены HFSE и LILE и характеризуются Ta-Nb максимумом на спайдерграмме (рис. 4.9). Отношения Zr/Y высокие (4,4–5,9). На диаграмме Th–Hf–Ta толеиты ареала Хе-Сан занимают область внутриплитных базальтов, тогда как толеиты Дьен-Бьен-Фу располагаются между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (рис. 4.4б). Распределение REE в толеитах фракционированное (рис. 4.10) – $La_n/Sm_n=2,3-2,7$, $La_n/Yb_n=6,9-9,1$.

Кварцевые толеиты ареала Дьен-Бьен-Фу отличаются высокими значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,706511) и $^{206}Pb/^{204}Pb$ (18,800) и пониженными $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512591; $\epsilon Nd = -1$), тогда как *Ol*-толеиты Хе-Сан имеют более деплетированные характеристики ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,704084$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512819$ ($\epsilon Nd=3,5$); $^{206}Pb/^{204}Pb=18,780$) (рис. 4.5а, 4.6) [Hoang et al., 1996]. Щелочные оливиновые базальты и базаниты ареала Хе-Сан характеризуются умеренно высокими со-

Таблица 4.5. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Вьетнама [Федоров, Колосков, 2005]

Компонент	Северный сектор						Центральный сектор							
	Ареал													
	Намхон		Кокпиа		Синькао		Хе-Сан		Дьен		Буон-Ме-Тхот		Плейку	
	№ образца, анализа													
	Г916	P55	Г942	T1597	9-85	DBP-1	23-856	45-5	90-15	15-85				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10					
SiO ₂	50,29	48,01	52,11	49,48	47,19	54,69	45,14	45,13	54,34	49,14				
TiO ₂	0,72	0,57	0,61	0,72	2,61	2,02	1,95	2,68	1,80	2,34				
Al ₂ O ₃	11,09	10,6	11,53	11,56	14,22	15,84	14,94	13,53	14,50	14,08				
Fe ₂ O ₃	7,71	6,07	8,01	8,20	-	-	7,39	-	-	2,29				
FeO					10,54	9,56	5,24	11,25	9,23	9,20				
MnO	0,14	0,13	0,14	0,16	0,15	0,16	0,13	0,17	0,20	0,15				
MgO	12,94	10,84	12,79	12,85	8,39	5,30	6,68	8,95	6,32	8,57				
CaO	7,60	11,09	6,92	7,16	9,20	6,09	7,86	9,86	8,43	8,88				
Na ₂ O	1,79	0,58	2,07	2,38	3,01	2,97	4,12	3,33	2,84	2,90				
K ₂ O	5,71	5,96	4,46	3,78	1,50	2,02	3,43	1,16	0,52	1,98				
P ₂ O ₅	0,62	0,60	0,42	0,50	0,53	0,32	0,87	0,75	0,20	0,49				
п.п.п.	1,18	4,42	0,82	2,94	2,21	0,87	3,54	2,31	1,40	0,40				
Сумма	99,79	98,87	99,88	99,73	99,55	99,84	101,29	99,12	99,78	100,42				
Sc	-	-	-	-	17,8	15,9	-	22,8	22,9	-				
Cr	-	-	-	-	213	119	253	246	199	-				
Ni	-	-	-	-	134	110	153	221	111	-				
Rb	270	210	108	217	29	65	56	88	15	37				
Sr	1430	13858	979	1452	787	287	923	803	249	630				
Ba	1690	420	1366	1553	481	318	549	924	250	980				
Hf	4,1	4,1	3,9	4,1	3,60	6,00	6,50	5,50	3,70	6,10				
Zr	269	299	200	225	122	182	225	196	112	220				
Y	31	0,2	31	33	20,0	31,0	19,0	25,0	27,0	26,0				
Ta	0,64	0,4	1,0	0,4	2,40	2,00	3,60	3,80	0,60	1,90				
Nb	11	8,5	16	4,7	3,6	30	65	60	10	52				
Th	3,7	5,8	3,3	3,0	1,80	6,70	7,30	6,90	1,70	2,40				
U	15,1	14,2	9,6	9,7	-	1,30	1,80	1,00	1,00	-				
La	56	142	34	34,6	24,9	22,0	29,0	44,7	11,9	37,0				
Ce	107	189	65	69	60,8	43,3	56	87,8	22,6	76				
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Nd	46	52	32	32	25,9	22,5	24,0	37,8	13,4	42,0				
Sm	8,1	8,3	6,4	6,1	5,6	6	4,9	7,9	4,2	7,5				
Eu	2,20	2,02	1,69	1,74	2,00	1,60	1,50	2,80	1,60	2,20				
Gd	5,9	4,9	5,2	4,7	-	-	-	-	-	-				
Tb	-	-	-	-	-	1,10	0,65	1,70	0,70	1,10				
Dy	-	-	-	-	-	6,1	-	5,6	3,9	-				
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-				
Yb	-	-	-	-	1,80	2,10	1,00	1,50	2,00	1,70				
Lu	1,63	1,52	2,01	1,63	0,30	0,30	0,14	0,10	0,30	0,24				

Продолжение таблицы 4.5

Компонент	Юго-восточный сектор									
	вулкан Иль-де-Цендр						Далат			
	№ образца, анализа									
	9	10-76	196	32-7	32-8	35-8	711-20	711-25	736-42	B-10
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	48,40	46,90	47,68	44,44	47,88	46,92	47,94	52,27	51,47	52,10
TiO ₂	2,36	2,20	2,20	2,36	1,97	2,89	1,62	2,48	1,79	1,66
Al ₂ O ₃	15,76	15,54	15,17	12,20	11,94	14,56	14,26	15,79	14,12	16,71
Fe ₂ O ₃	1,85	3,25	2,67	4,90	4,27	1,66	4,80	5,06	-	5,70
FeO	9,45	9,25	9,77	6,38	7,64	9,65	6,92	5,52	10,28	5,07
MnO	0,13	0,15	0,11	0,17	0,17	0,15	0,17	0,30	0,14	0,14
MgO	6,20	6,56	6,35	9,30	10,26	7,80	8,19	5,59	7,24	3,63
CaO	6,91	8,12	7,81	9,96	9,46	7,28	8,65	7,58	9,06	6,23
Na ₂ O	4,38	4,13	4,60	4,60	3,25	4,05	2,56	2,95	2,56	4,00
K ₂ O	2,98	2,93	2,93	1,90	1,80	3,05	0,56	2,45	0,28	2,60
P ₂ O ₅	0,45	0,52	0,40	0,60	0,10	1,20	0,27	0,75	0,22	0,35
п.п.п.	0,53	0,08	0,00	2,25	1,00	0,30	4,39	0,00	1,94	2,14
Сумма	99,40	99,63	99,69	99,06	99,74	99,51	100,33	100,74	99,10	100,33
Sc	-	-	-	-	-	-	-	-	21,4	-
Cr	-	-	256	-	-	-	-	-	225	-
Ni	-	-	86	-	-	-	-	-	187	-
Rb	75	71	69	35	34	71	4,5	40	8	48
Sr	850	840	830	540	510	800	370	540	285	860
Ba	810	1900	800	370	560	230	220	670	208	1500
Hf	7,20	5,20	5,10	5,40	5,20	6,50	2,70	6,90	3,80	6,80
Zr	310	310	290	170	160	300	120	350	110	310
Y	29,0	28,0	25,0	22,0	22,0	27,0	20,0	23,0	22,0	22,0
Ta	4,10	3,20	3,20	2,50	2,10	2,50	1,10	3,40	1,10	3,00
Nb	67	60	60	40	32	64	17	51	18	66
Th	4,30	5,20	5,40	2,10	1,80	2,00	1,80	6,20	1,60	6,50
U	-	-	3,10	-	-	-	-	-	1,10	-
La	55,0	47,0	48,0	27,0	24,0	52,0	15,0	40,0	10,9	43,0
Ce	100	100	98	51	48	98	33	81	24,2	84
Pr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Nd	43,0	42,0	41,0	24,0	23,0	42,0	18,0	39,0	14,3	39,0
Sm	8,1	7,8	7,8	5,1	4,8	7,9	4,3	7,8	4,2	8,3
Eu	1,90	2,40	2,40	1,30	1,60	2,20	1,40	2,20	1,50	2,80
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tb	1,10	1,10	1,10	0,81	0,89	1,00	0,80	1,10	0,80	1,20
Dy	-	-	-	-	-	-	-	-	3,3	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Yb	2,20	1,90	1,90	1,60	1,80	2,00	1,60	1,80	1,70	1,40
Lu	0,34	0,27	0,28	0,24	0,27	0,29	0,24	0,26	0,20	0,20

Окончание таблицы 4.5

Компонент	Юго-восточный сектор								Юго-западный сектор	
	Ареал									
	Хуан-Лок				о-в Тху			Фу-Риенг		
	№ образца, анализа									
	507-29	507-31	507-32	SL-1	507-30	507-6	О34-3	О3416	804178	PL-1
21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
SiO ₂	41,02	40,80	41,98	57,58	47,98	40,44	48,56	50,44	50,54	49,16
TiO ₂	3,41	2,62	3,19	1,02	1,86	3,73	2,05	2,28	1,88	2,49
Al ₂ O ₃	12,15	12,13	12,29	17,99	13,99	14,90	13,61	14,65	14,80	14,49
Fe ₂ O ₃	6,07	3,84	4,80	-	4,09	8,61	2,67	8,23	-	-
FeO	6,42	10,68	7,45	5,74	7,20	6,14	9,14	4,11	10,53	11,45
MnO	0,13	0,26	0,16	0,11	0,36	0,17	0,13	0,02	0,22	0,16
MgO	10,72	12,04	10,74	3,18	7,36	7,92	9,50	5,84	6,82	7,33
CaO	10,10	9,70	9,80	3,37	9,38	9,29	8,79	7,10	9,01	7,84
Na ₂ O	1,80	3,17	2,55	6,12	2,65	1,26	2,70	3,24	2,76	3,01
K ₂ O	1,58	0,72	1,68	4,69	0,87	0,62	1,76	1,82	0,36	1,67
P ₂ O ₅	0,48	0,53	0,46	0,68	0,36	0,60	0,16	0,43	0,28	0,51
п.п.п.	5,80	3,37	4,41	0,34	4,52	5,80	1,18	2,26	2,21	1,66
Сумма	99,68	99,86	99,51	100,82	100,62	99,48	100,25	100,42	99,41	99,77
Sc	-	-	-	6,3	-	-	-	-	22,1	16,8
Cr	-	313	324	45	-	259	-	-	204	134
Ni	-	296	293	54	-	295	-	-	161	135
Rb	84	85	107	102	4,9	22	40	12	7	33
Sr	820	903	689	1307	370	774	670	740	334	503
Ba	990	899	831	352	620	740	1400	660	79	422
Hf	6,50	7,40	7,50	12,90	5,80	9,00	5,90	6,10	3,70	4,40
Zr	300	310	243	619	160	249	190	260	129	188
Y	25,0	32,0	26,0	26,0	22,0	20,0	28,0	33,0	24,0	29,0
Ta	2,40	-	-	4,00	2,10	-	2,50	2,40	1,50	2,40
Nb	70	69	67	115	19	65	36	51	22	38
Th	1,80	7,60	7,20	16,00	1,50	8,40	2,30	2,80	1,70	4,00
U	-	1,80	1,50	-	-	1,20	-	-	0,30	0,90
La	46,0	57,6	60,5	88,4	15,0	66,1	32,0	43,0	13,7	29,4
Ce	98	107	110	136,1	33	124	62	88	30,1	56,5
Pr	-	13,4	13,1	-	-	16	-	-	-	-
Nd	42,0	51,9	51,7	59,1	19,0	60,0	32,0	42,0	16,0	28,8
Sm	8,3	8,7	9,2	10,7	4,9	11,4	6,7	9,3	4,4	6,7
Eu	2,50	2,94	2,96	1,20	1,70	3,57	2,00	2,60	1,50	2,10
Gd	-	7,6	8	-	-	10,8	-	-	-	-
Tb	1,10	-	-	-	0,97	-	1,10	1,30	1,10	1,10
Dy	-	6	5,9	-	-	8,4	-	-	3,8	5,6
Ho	-	0,97	0,96	-	-	1,37	-	-	-	-
Er	-	2,4	2,5	-	-	3,2	-	-	-	-
Yb	1,60	1,70	1,70	2,80	1,50	2,30	1,90	2,20	1,70	1,60
Lu	0,23	0,17	0,12	0,30	0,22	0,28	0,26	0,31	0,20	0,20

Примечание. Анализы: 1-4 – кокиты; 6, 9, 19, 29 – кварцевые толеиты; 5, 17, 27, 30 – оливиновые толеиты; 7, 8, 10, 11, 13-16, 18, 28 – щелочные оливиновые базальты; 12, 21-23 – базаниты; 25, 26 – гавайиты; 20 – трахибазальт; 24 – трахиандезит. 1-4 – по [Поляков и др., 1997]; 5, 6, 9, 24, 29, 30 – по [Hoang et al., 1996].

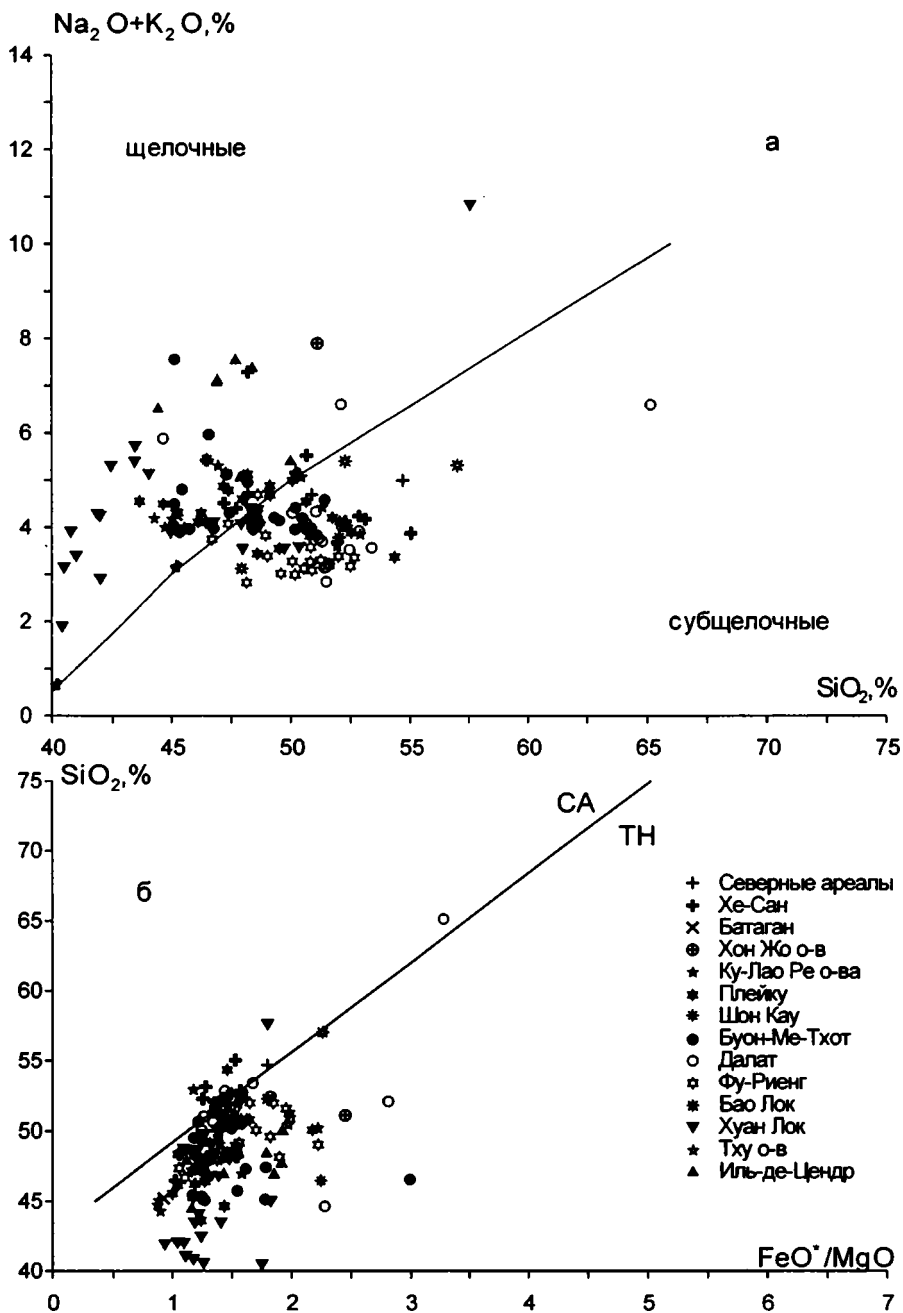


Рис. 4.7. Петрохимические характеристики кайнозойских вулканических пород Вьетнама

Наряду с оригинальными анализами использованы данные [Flower et al., 1992; Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998].

Линия раздела щелочных и субщелочных пород по [Irvine, Baragar, 1971], известково-щелочных (CA) и толеитовых (ТН), по [Miyashiro, 1974]

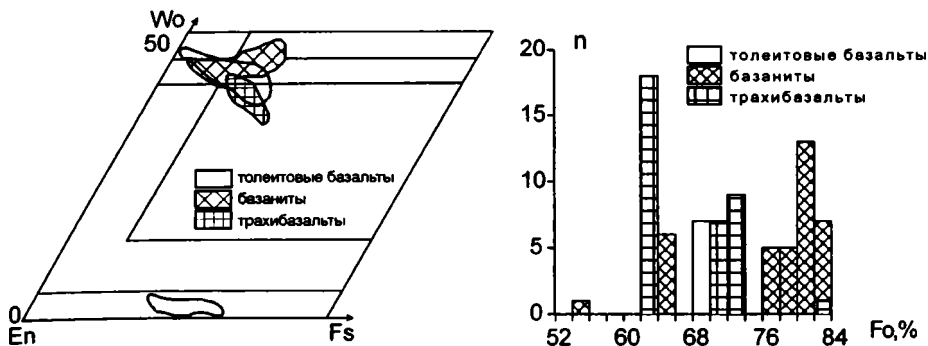


Рис. 4.8. Состав пироксенов (А) и оливинов (Б) в кайнозойских базальтах Вьетнама

держаниями щелочей. Концентрации некогерентных элементов по сравнению с оливиновыми толеитами более высокие, за исключением Ta, что приводит к смещению фигуративных точек базанитов в область E-MORB на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4б).

Шлаковые конусы о-ва Хон-Жо, расположенного в пределах континентального шельфа, сложены плейстоценовыми щелочными оливиновыми базальтами и базанитами, характеризующимися умеренно высокими содержаниями щелочей и титана. Породы обогащены некогерентными элементами и на спайдерграмме (рис. 4.3) отражают спектр распределения, свойственный базальтам OIB. На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4б) фигуративные точки пород располагаются в области составов WPB. Спектр распределения REE сильно фракционированный (рис. 4.10); отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n (3,5 и 33 соответственно) аналогичны таковым во внутриплитных щелочных базальтах континентальных рифтов [Hart et al., 1989]. Значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в щелочном базальте Хон-Жо составляют 0,703564, $^{143}Nd/^{144}Nd$ – 0,513026 ($\epsilon Nd=7,6$), $^{206}Pb/^{204}Pb$ – 18,48 (рис. 4.5а, 4.6) [Hoang et al., 1996].

Ареал Плейку центрального сектора Вьетнама образован базальтоидами, формирование которых связано с двумя эпизодами вулканической деятельности. Нижний комплекс (2,6–4,8 млн лет) [Hoang et al., 1998] сложен потоками Qtz- и Ol-нормативных толеитов, при небольшом участии низкотитанистых щелочных базальтов. В толеитах сильно варьирует содержание MgO (Qtz-толеиты – 5–8 мас.%, Ol-толеиты – с 8–12 мас.%), а также SiO₂. Толеиты характеризуются высокими концентрациями некогерентных элементов (рис. 4.3). Ol-толеиты отличаются либо слабым обогащением Ta и Nb, либо отсутствием аномалии, тогда как в части Qtz-толеитов проявлен Ta-Nb минимум. На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4б) фигуративные точки толеитов располагаются в области составов WPB. Распределение REE фракционированное: в Qtz-толеитах отношения La_n/Sm_n и La_n/Yb_n изменяются в пределах 1,7–2,2 и 3,9–7,0, возрастая в Ol-толеитах до 2,6–3,5 и 11,5–19,3 соответственно (рис. 4.10). Qtz-толеиты характеризуются повышенными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,705121–0,705851) и пониженными $^{143}Nd/^{144}Nd$ (0,512731–0,512786; $\epsilon Nd=1,8$ –2,9), а оливиновые толеиты имеют более деплетированные характеристики ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,70414$ –0,704969; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512715$ –0,51286; $\epsilon Nd=2,8$ –4,3) (рис. 4.5а); отношения $^{206}Pb/^{204}Pb$ в этих породах близки (18,34–18,89) (рис. 4.6) [Hoang et al., 1996].

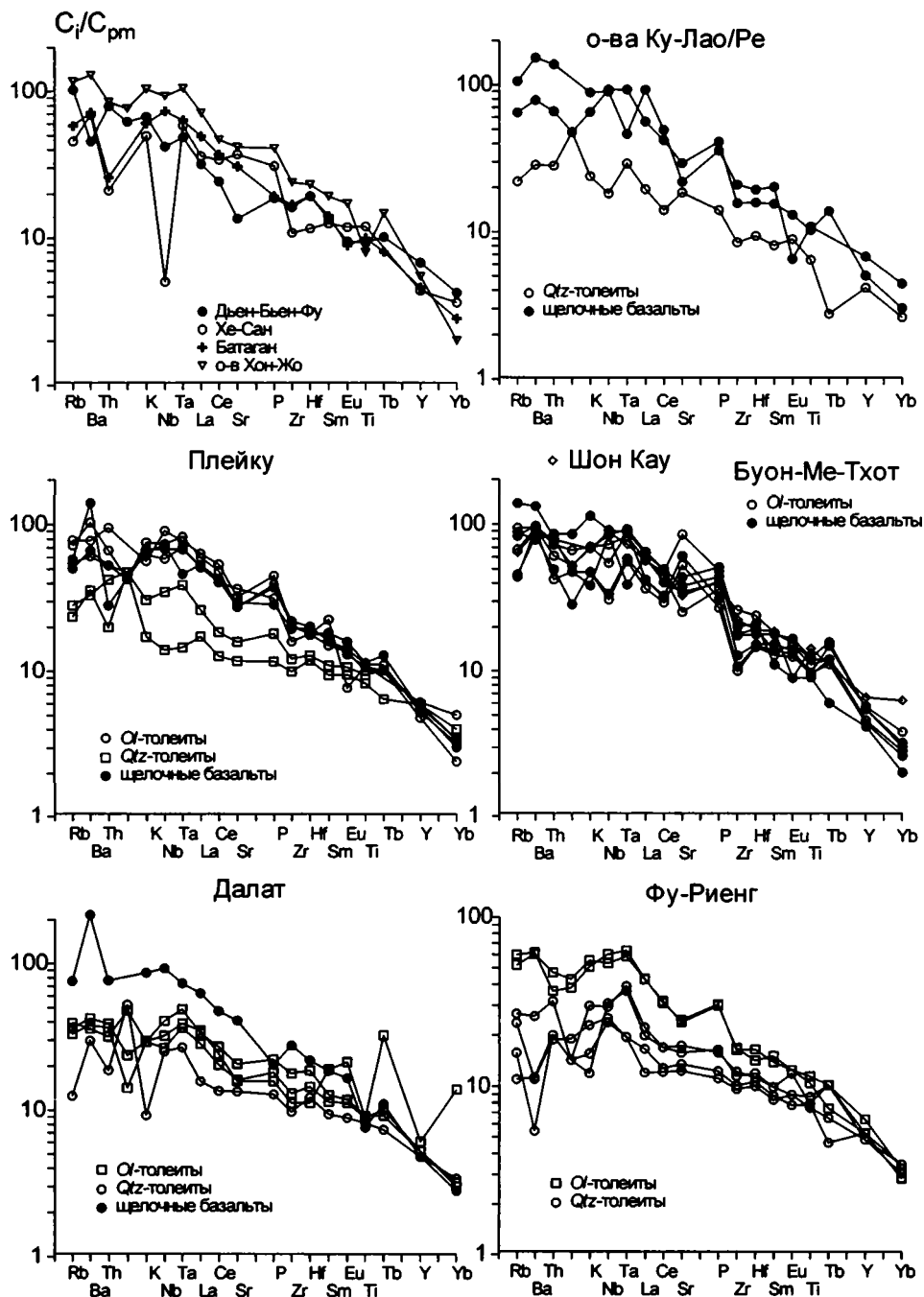


Рис. 4.9. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканитах Вьетнама

Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [Ноа et al., 1995; Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998]

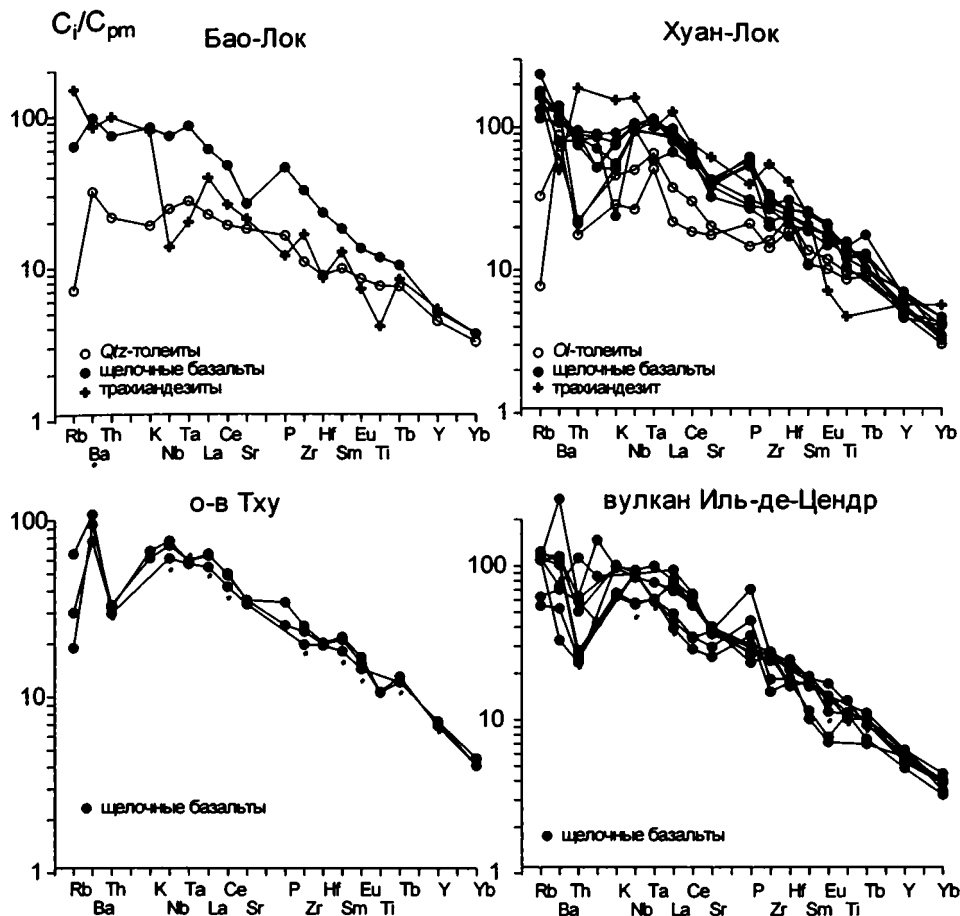


Рис. 4.9. Окончание

Верхний комплекс (0,6–2,5 млн лет) [Новиков и др., 1989; Hoang et al., 1998] образован потоками щелочных оливиновых базальтов при незначительном участии муджиеритов. Базальтоиды по соотношению кремнезема и щелочей характеризуются как умеренно-щелочные. Породы высокотитанистые ($TiO_2=2,2-2,8$ мас.%), с высокими содержаниями фосфора (0,5–1,0 мас.%) и редких некогерентных элементов (рис. 4.3), в том числе и легких REE ($La_n/Sm_n=3,7-3,9$; $La_n/Yb_n=26,2-27,1$) (рис. 4.10). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4б) точки щелочных базальтов, как и толеитов, располагаются в области составов WPB. По изотопному составу (рис. 4.5а, 4.6) щелочной базальт верхнего комплекса близок *Ol*-толеитам нижнего комплекса ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7045$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512849$ ($\epsilon Nd=4,1$); $^{206}Pb/^{204}Pb=18,840$) [Hoang et al., 1996].

Ареал Буон-Ме-Тхот сложен *Ol*-толеитами и щелочными базальтоидами. Однако, в противоположность остальным вулканическим ареалам Вьетнама, щелочные вулканиды образуют нижний комплекс (3,3–4,6 млн лет), а толеиты – верхний (0,3–1,9 млн лет) [Hoang et al., 1998]. По геохимическим характе-

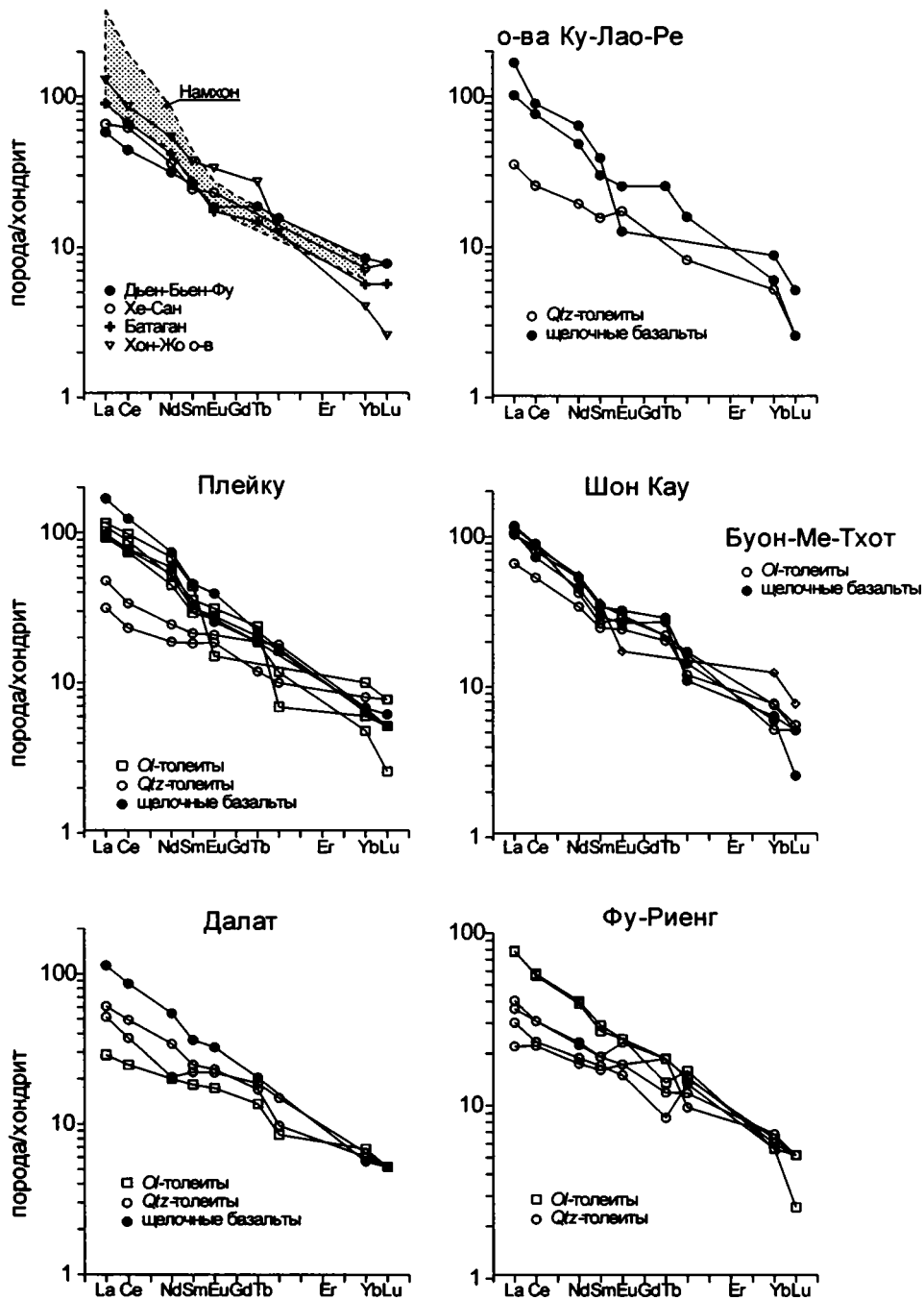


Рис. 4.10. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканических породах Вьетнама

Наряду с оригинальными анализами использованы данные из [Hoa et al., 1995, Поляков и др., 1997, Hoang et al., 1996; Hoang, Flower, 1998]

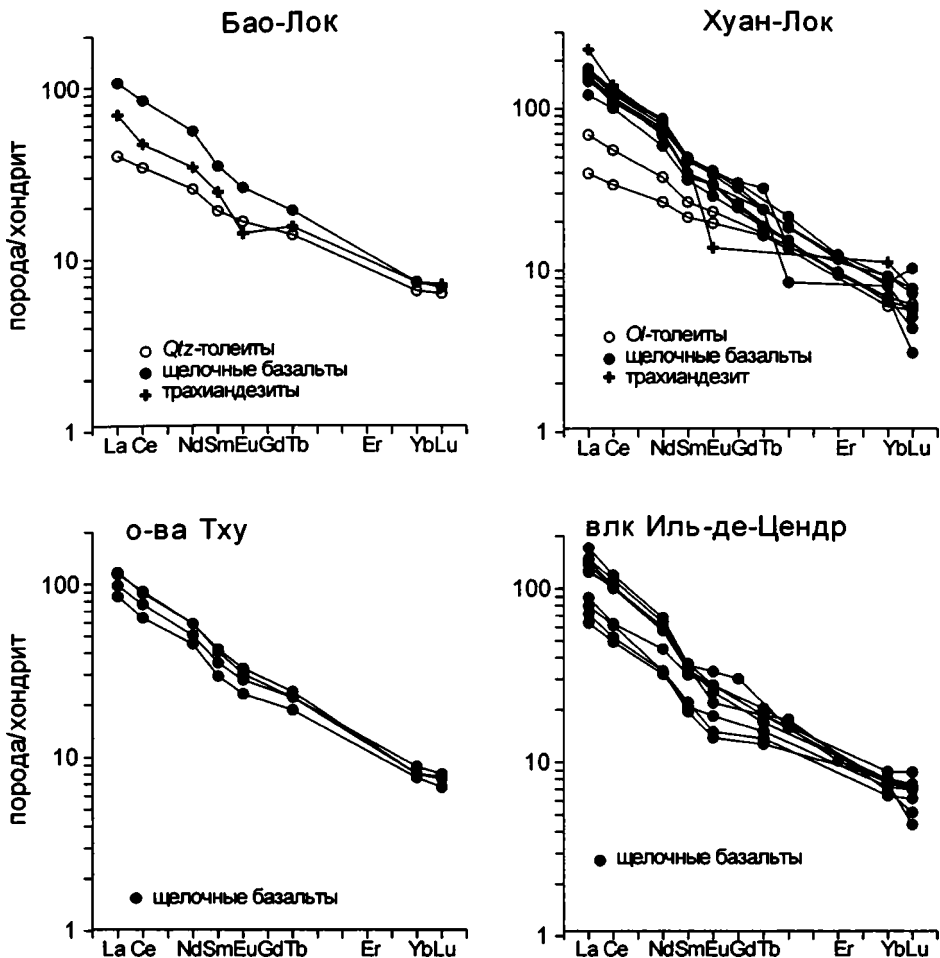


Рис. 4.10. Окончание

ристикам (рис. 4.3) щелочные базальты и толеиты Буон-Ме-Тхота близки соответствующим породам ареала Плейку, отличаясь меньшим обогащением легкими лантаноидами ($La_n/Sm_n=2,9-3,7$ и $2,6-4,3$; $La_n/Yb_n=14,5-19,5$ и $12,7-20,5$ соответственно) (рис. 4.10). Изотопные составы щелочных базальтов и толеитов более деплетированы, чем в аналогичных породах ареала Плейку, и сходны между собой ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,703831-0,703935$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,512833-0,512927$ ($\epsilon Nd=3,8-5,6$); $^{206}Pb/^{204}Pb=18,28-18,66$) (рис. 4.5a, 4.6) [Hoang et al., 1996].

На островах Ку-Лао/Пе отмечается подобная ассоциация *Qtz*-нормативных толеитов и щелочных базальтов. Толеиты нижнего комплекса (12 млн лет) и щелочные базальты верхнего (0,4–1,2 млн лет) [Hoang et al., 1998] по распределению редких элементов (рис. 4.3) соответствуют породам внутриплитной геохимической специализации. Их изотопный состав изменчив (рис. 4.5a, 4.6). Так, толеит о-ов Ку-Лао/Пе характеризуется слабо деплетированным составом ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,704019$; $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51287$ ($\epsilon Nd=4,5$); $^{206}Pb/^{204}Pb=18,57$), тогда как

отношения изотопов в двух щелочных оливиновых базальтах сильно различаются ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,704028$ и $0,706085$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512831$ ($\epsilon\text{Nd}=3,8$) и $0,512635$ ($\epsilon\text{Nd}=-0,3$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,47$ и $18,68$) [Hoang et al., 1996].

Сходная ассоциация толеитов и щелочных оливиновых базальтов плиоцено-раннечетвертичного возраста [Новиков и др., 1989] известна также на побережье Южно-Китайского моря, где вулканиды образуют маломощные покровы мыса Батаган и ареала Шон Кау (рис. 4.1). Изотопный состав щелочного оливинового базальта ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,704957$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512853$ ($\epsilon\text{Nd}=4,2$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,65$) близок таковому в базальтах Плейку (рис. 4.5а, 4.6).

Юго-восточный сектор объединяет вулканические центры как самого древнего (Далат), так и наиболее молодого (Хуан-Лок) возраста, приуроченные к сдвигам и грабенам северо-восточного простирания, а также ряд вулканических островов (Тху, Большой Катуик), располагающихся в шельфовой части Южно-Китайского моря (рис. 4.1).

В ареале Далат многочисленные потоки базальтов образуют обширное вулканическое плато, нижняя часть разреза которого (10,5–22,5 млн лет) [Lee et al., 1998] сложена преимущественно *Qtz*-толеитами при подчиненной доли низкотитанистых *Ol*-толеитов, а верхняя – потоками *Ol*-толеитов (1,8–2,6 млн лет) и редкими потоками базанитов, трахибазальтов, трахиандезитов и трахитов (<1,8 млн лет).

Кварцевые толеиты нижнего комплекса отличаются низкой щелочностью, высокими содержаниями TiO_2 (1,75–2,2 мас.%). Породам свойственно умеренное обогащение HFSE относительно LILE (рис. 4.3). Характерно отсутствие Ta-Nb минимума на спайдерграмме или обогащение данными элементами. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) фигуративные точки толеитов располагаются в области составов E-MORB. Распределение REE слабо фракционированное ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,6-2,5$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=2,3-8,0$) (рис. 4.10). Изотопный состав толеитов умеренно деплетированный, и первичные отношения варьируют в пределах: для неодима – 0,512813–0,512882 ($\epsilon\text{Nd}=3,4-4,8$), для свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) – 18,01–18,71 [Hoang et al., 1996], для стронция – 0,703822–0,704135 (рис. 4.5а, 4.6).

Ol-толеиты верхнего комплекса, по сравнению с породами нижнего комплекса, характеризуются более щелочным составом (за счет калия), более высокими содержаниями фосфора при сопоставимых концентрациях титана. Вулканиды отличаются большим обогащением некогерентными элементами, и в первую очередь LILE и Nb (рис. 4.3). Более редкие базаниты сильно обогащены как LILE, так и HFSE, и на дискриминантной диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) их фигуративные точки располагаются в поле составов WPB. Щелочным базальтоидам свойственно сильно фракционированное распределение REE с сильным обогащением цериевыми лантаноидами ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=3,2$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=20,2$) (рис. 4.10). Трахиандезиты и трахиты характеризуются умеренными, сопоставимыми с трахибазальтами, содержаниями щелочей, низкими концентрациями фосфора, Sr, Ba. Для пород обычен сильный Nb-минимум (рис. 4.3).

Следующим полем развития базальтоидов в юго-восточном секторе Вьетнама, связанным также с двумя эпизодами вулканической деятельности, является ареал Хуан-Лок. Его нижний (2,2–2,42 млн лет) комплекс сложен потоками *Ol*-толеитов, а верхний (0,4–1,1 млн лет) [Lee et al., 1998] – потоками щелочных оливиновых базальтов, базанитов, реже трахиандезитов, а

также шлаковыми конусами базанитов. Толейты характеризуются низкими содержаниями алюминия и натрия, LILE, высокими концентрациями HFSE, отсутствием Ta-Nb минимума или обогащением данными элементами (рис. 4.3). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) точки толейтов располагаются в области составов E-MORB. Изотопный состав *OI*-толейтов варьирует от слабо деплетированного до OIB-подобного: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,703686\text{--}0,704807$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512716\text{--}0,512886$ ($\epsilon\text{Nd} = 3,3\text{--}4,8$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,24\text{--}18,32$ (рис. 4.5а, 4.6). Базальтоиды верхнего комплекса – оливиновые базальты и базаниты – являются умеренно-щелочными. Базаниты сильно обогащены HFSE и LILE (рис. 4.3), и на дискриминантной диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) их фигуративные точки расположены в поле составов WPB. Породам свойственно фракционированное распределение REE с сильным обогащением цериевыми лантаноидами ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2\text{--}7$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 7\text{--}24$) (рис. 4.10). Отношения изотопов в щелочных базальтоидах изменяются незначительно, и по изотопному составу они близки OIB: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704117\text{--}0,704348$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512773\text{--}0,512853$ ($\epsilon\text{Nd} = 2,6\text{--}4,2$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,12\text{--}18,32$ (рис. 4.5а, 4.6). Трахиандезиты характеризуются высокой щелочностью, глиноземистостью, сильным обогащением некогерентными элементами (рис. 4.3) и фракционированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 5$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 20,8$) (рис. 4.10). Изотопный состав стронция трахиандезитов более обогащен, по сравнению с щелочными базальтами комплекса ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704807$), при сходных отношениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,24$ и более низких отношениях $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512716$ ($\epsilon\text{Nd} = 1,5$) в этих породах (рис. 4.5а, 4.6).

Плейстоценовые шлаковые конусы о-ва Тху (рис. 4.11) сложены гавайитами, реже муджиеритами [Колосков, 1999]. Породы низкоглиноземистые, умереннощелочные ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,0\text{--}5,2$ мас.%) (рис. 4.7), при высокой доли калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,55\text{--}0,65$). Концентрации всех несовместимых элементов высокие (рис. 4.3) и близки к таковым внутриплитных базальтов, что подтверждается низкими отношениями Th/Ta, расположением фигуративных точек гавайитов на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) и фракционированным распределением REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2,7\text{--}2,9$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 11,1\text{--}14,5$) (рис. 4.10).

Среднеплейстоценовые-современные (0,8 млн лет – исторические извержения) вулканические постройки вулкана Иль-де-Цендр в группе островов Большой Катуик сформированы пироксен-оливин-плагиоклазовыми базальтами. По соотношению кремнезема и щелочей базальты относятся к щелочной серии ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,4\text{--}7,4$ мас.%) (рис. 4.7) и характеризуются высокой глиноземистостью, высокими содержаниями титана ($\text{TiO}_2 = 2,0\text{--}2,9$ мас.%), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0,5\text{--}1,2$ мас.%) и пониженными магния (табл. 4.5). Содержания переходных элементов изменяются незначительно: Cr от 190 до 320 ppm, Ni – от 180 до 90 ppm. Концентрации некогерентных элементов высокие (рис. 4.3) при слабом обогащении Ta и Nb либо отсутствии аномалии по данным элементам. На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) наиболее щелочные базальты вулкана Иль-де-Цендр занимают область WPB, тогда как менее щелочные разности смещены в область составов E-MORB. Распределение REE фракционированное, с сильным обогащением цериевыми лантаноидами ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 2,8\text{--}4,2$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 8,8\text{--}22,5$) (рис. 4.10). Первичные отношения изотопов стронция и неодима по двум образцам изменяются в интервале $0,704861\text{--}0,705318$

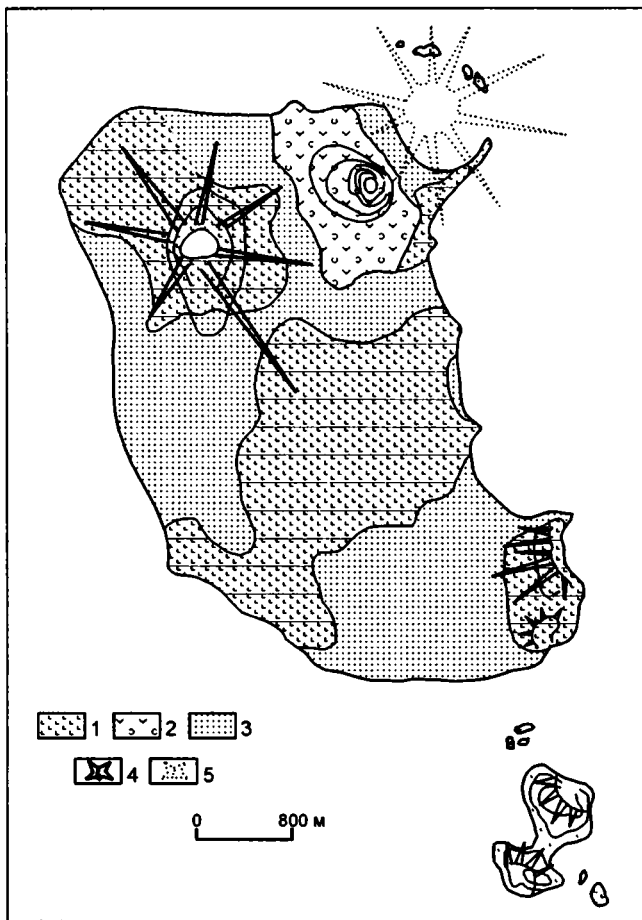


Рис. 4.11. Схема геологического строения о-ва Тху [Колосков, 1999]

1 – лавовые потоки, 2 – пирокластические отложения, 3 – вулканогенно-элювиальные и коралловые пески, 4–5 – вулканические постройки: 4 – с сохранившимися фрагментами первичных форм, 5 – реконструированные

и 0,512708–0,512754 ($\epsilon Nd=1,4-2,3$) соответственно (рис. 4.5a), отношение $^{206}Pb/^{204}Pb=18,19$ (рис. 4.6) также умеренно деплетированное.

Примечательно, что некоторые базальты вулкана Иль-де-Цендр содержат деинтегрированные и интенсивно переработанные кварц-полевошпатовые и гранитоидные ксенолиты, реликты оплавленных зерен кварца [Колосков, 1999].

Юго-западный сектор Вьетнама включает восточную часть плато Хорат, сложенного породами докембрийского фундамента и окруженного террейнами палеозойского и мезозойского возраста [Tung, Tri, 1992]. В этом секторе расположен наиболее крупный вулканический ареал Индокитая – Фу-Риенг, протяженностью около 200 км и общей мощностью до 500 м [Hoang et al., 1998]. В строении ареала принимают участие базальты двух комплексов.

Базальты нижнего комплекса (15,0–15,1 млн лет [Lee et al., 1998]) представлены *Qtz*-, реже *Ol*-нормативными толеитами. Клинопироксен-плаггио-

класовые *Qtz*-толеиты характеризуются высокими содержаниями кремнезема и низкими щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=3,1-4,0$ мас.%) (рис. 4.7), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5=0,19-0,28$ мас.%). Для пород типичны слабо варьирующие концентрации переходных элементов ($\text{Cr}=160-230$ ppm, $\text{Ni}=120-170$ ppm, $\text{Sc}=19-22$ ppm), пониженные содержания LILE и HFSE. В то же время *Qtz*-толеиты отличаются четким Ta-Nb максимумом на спайдерграмме (рис. 4.3) при варьирующих концентрациях Ta ($0,8-1,6$ ppm); это приводит к тому, что фигуративные точки толеитов на диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) имеют сильный разброс в полях составов как E-MORB, так и WPB. Распределение REE слабо фракционированное ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,3-2,1$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=3,2-6,7$) (рис. 4.10). Кварцевые толеиты ареала Фу-Риенг характеризуются слабо деплетированным составом ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70356-0,704294$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512864-0,512922$ ($\epsilon\text{Nd}=4,4-5,5$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,57-18,67$) (рис. 4.5а, 4.6).

Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты верхнего комплекса (~5 млн лет) являются *Ol*-нормативными толеитами и отличаются от толеитов нижнего комплекса пониженной кремнекислотностью, более высокими содержаниями щелочей (за счет более высоких концентраций калия), магния, титана, фосфора. Для них характерны более высокие концентрации некогерентных элементов, более фракционированный спектр распределения REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,6-2,9$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=12-14$) (рис. 4.10). На дискриминантной диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4б) фигуративные точки *Ol*-толеитов располагаются в поле составов WPB. Изотопные составы толеитов верхнего и нижнего комплексов близки: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,703832-0,703917$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,512859-0,512878$ ($\epsilon\text{Nd}=4,3-4,7$); $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,45-18,53$ (рис. 4.5а, 4.6).

В южной части плато Хорат, на территории Таиланда, размещается ряд небольших вулканических покровов щелочных базальтоидов и толеитов раннеплейстоценового возраста (рис. 4.1) [Zhou, Mukasa, 1997]. Среди данных базальтов выделены [Zhou, Mukasa, 1997] две группы пород, различающиеся химическим и изотопным составом (табл. 4.6). К первой отнесены щелочные оливиновые базальты, гавайиты и *Ol*-толеиты ареалов Нахон Ратчасима и Фу-Наоан, ко второй – щелочные оливиновые базальты, гавайиты и трахибазальты, формирующие ряд мелких покровов между городами Хорат и Сисакет (ареалы Сурин, Праи-Бат и др.) (рис. 4.1).

Базальтоиды первой группы имеют более низкие концентрации SiO_2 , более высокие содержания оксидов железа, CaO и отличаются сильной изменчивостью в распределении некогерентных элементов, устойчивым обогащением Ta и Nb и относительным истощением по Zr и Hf (рис. 4.12). На диаграмме Th-Hf-Ta (рис. 4.4з) большая часть фигуративных точек базальтоидов располагается в поле составов WPB. Распределение REE фракционированное. Степень обогащения легкими лантаноидами сильно изменяется при переходе от оливиновых толеитов ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=1,3-1,8$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=4-10$) к щелочным базальтам ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,2-3,7$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=12-55$) (рис. 4.13). Породы разных групп имеют близкие изотопные отношения и характеризуются слабым истощением радиогенными изотопами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70354-0,70384$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51286-0,51295$; $\epsilon\text{Nd}=4,4-6,2$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,22-18,46$) (рис. 4.5а, 4.6).

По распределению некогерентных элементов базальты второй группы отличаются большей гомогенностью [Zhou, Mukasa, 1997] и близки внутриплит-

Таблица 4.6. Представительные анализы кайнозойских вулканитов Таиланда [Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997]

КОМПОНЕНТ	Ареал									
	Бо-Флои	Денчан			Чантабури	Нахон Ратчасима		Фу-Наоан	Сурин	Праи-Бат
	№ образца, анализа									
	ABP4	ADC1	ADC-8	ADC-3	Вкpw3	NR-10	NR-11	PNG3	SR-27	BY-29
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46,28	46,79	49,02	52,14	41,35	49,69	47,52	43,62	52,60	52,69
TiO ₂	1,93	2,34	2,09	1,85	3,01	2,41	2,54	2,36	2,31	2,74
Al ₂ O ₃	16,41	16,66	19,22	17,29	11,87	15,95	14,61	13,49	14,79	15,05
Fe ₂ O ₃	1,28	1,38	1,13	1,07	1,72	-	-	-	-	-
FeO	8,55	9,17	7,56	7,16	11,50	11,66	12,56	12,51	8,67	9,03
MnO	0,17	0,16	0,14	0,12	0,18	0,15	0,16	0,18	0,10	0,12
MgO	6,99	8,57	4,59	5,72	12,16	3,39	5,88	6,46	5,96	4,74
CaO	8,32	8,81	5,92	7,27	9,55	7,70	8,47	9,52	6,09	7,48
Na ₂ O	4,56	3,08	5,27	3,17	4,04	3,12	3,40	4,77	4,07	3,88
K ₂ O	3,52	2,35	1,62	2,60	1,41	1,58	1,93	2,13	1,78	1,53
P ₂ O ₅	0,95	0,69	0,87	0,58	1,21	0,52	0,73	1,62	0,74	0,79
п.п.п.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	98,96	100,00	97,43	98,97	98,00	96,17	97,80	96,66	97,11	98,05
Sc	-	-	-	-	-	18,1	17,4	11,3	11,4	12,5
Cr	-	-	-	-	-	216,1	244	102,4	120,5	131,7
Ni	126,8	151,1	42,4	91,7	7	182,8	189,7	120,4	73,1	150
Co	37	45	28	36	60	48,7	54,3	45,9	29	39,9
Rb	168,9	36,7	43	45,5	33,8	14,1	23	42,6	26,8	17,3
Sr	1124,2	765,7	862,4	619	1152,3	569,8	741,6	1385,5	718,6	915,2
Ba	529	423	599	520	789	590,7	568,6	557,7	352,2	372,3
Hf	6,20	4,70	5,70	4,20	6,60	4,40	5,00	5,20	5,70	5,60
Zr	290,2	218,2	285,5	191,8	303	157,3	179,4	179,5	201,8	207,6
Y	26,8	23,5	21,7	22,8	28,9	45,1	21,8	25,0	18,4	20,8
Ta	6,30	2,90	3,80	2,60	4,90	2,10	2,70	5,30	2,00	1,80
Nb	115,3	64,5	72,8	46	97,3	29,9	37,1	71,6	26,3	25,7
Th	15,00	4,30	6,20	5,00	9,20	2,60	3,90	8,90	2,20	1,90
U	-	-	-	-	-	0,50	1,20	1,30	0,50	0,50
La	65,0	31,0	39,0	27,0	65,0	38,6	21,6	77,4	27,0	23,9
Ce	109	57	70	53	119	58,5	63,9	152,1	55,4	61,9
Nd	48,0	27,0	38,0	32,0	55,0	53,5	31,3	64,8	36,7	40,8
Sm	8,7	6,4	6,1	5,6	10,8	12,8	7,4	12,9	8,7	10,1
Eu	2,70	2,00	1,90	1,60	3,40	4,00	2,60	4,10	2,70	2,90
Tb	0,70	1,30	0,60	0,90	1,40	1,40	1,10	1,50	1,00	1,10
Dy	2,7	4,8	4	3,8	5,2	-	-	-	-	-
Yb	2,30	2,10	1,90	2,10	1,80	2,40	1,40	1,40	1,10	1,20
Lu	0,30	0,30	0,30	0,30	0,20	0,30	0,10	0,10	0,10	0,10

Примечание. Анализы: 1, 2, 5 – базаниты; 3, 8 – гавайиты; 4 – муджирит; 6, 7 – оливиновые толеиты; 9, 10 – трахибазальты.

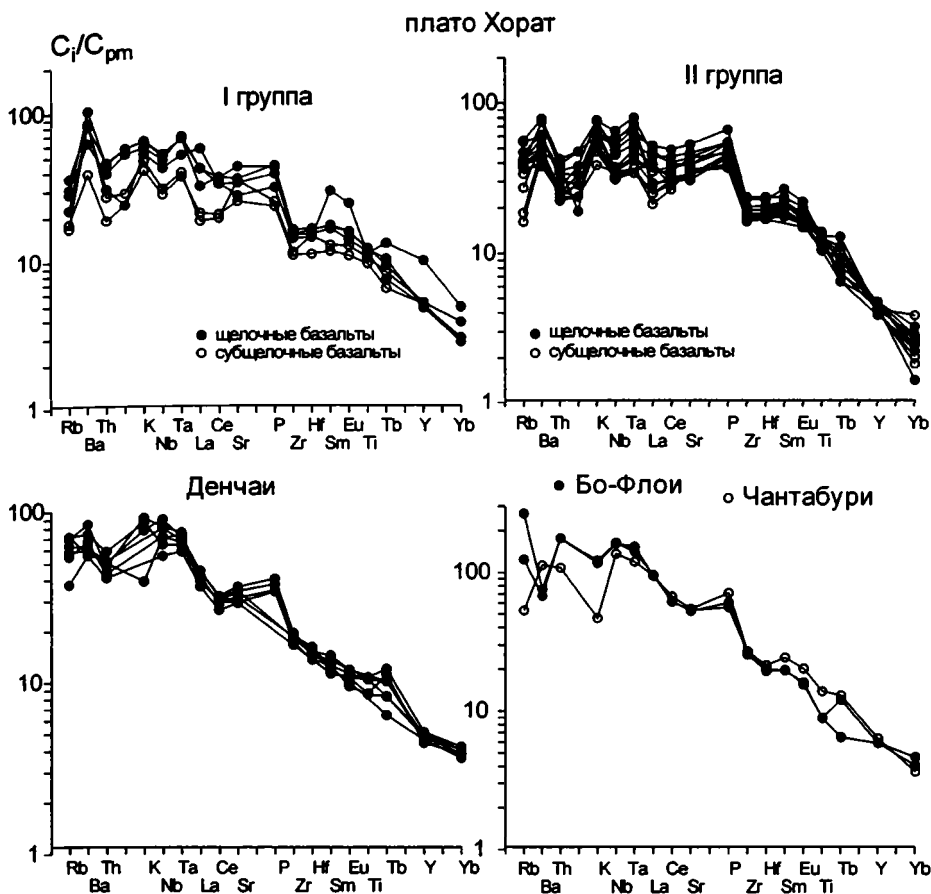


Рис. 4.12. Распределение несовместимых элементов в кайнозойских вулканитах западной части Индокитая [Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997]

ным щелочным базальтам (рис. 4.12) [Sun, McDonough, 1989]. Однако на диаграмме Th–Hf–Ta их фигуративные точки большей частью смещены в область составов E-MORB (рис. 4.4z). Распределение REE фракционированное ($La_n/Sm_n=1,2-2,1$, $La_n/Yb_n=8-28$) (рис. 4.13), но менее сильное, чем в базальтоидах первой группы. Существенные различия между базальтами обеих групп проявлены в изотопном составе. Базальты второй группы имеют более низкие значения $^{143}Nd/^{144}Nd=0,51266-0,51281$ ($\epsilon Nd=0,8-1,3$) и более высокие $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70486-0,70585$ и $^{206}Pb/^{204}Pb=18,49-18,65$, отличаясь также большей вариабильностью изотопного состава.

К западу от плато Хорат кайнозойский вулканизм проявлен в двух тектонических зонах (террейнах) – Шан-Тайской (ареал Бо-Флои) и Восточно-Индокитайской (ареалы Денчай, Лоп-Бури, Чантабури и Та-Май), разделенных Нанской шовной зоной (сутурой).

В Шан-Тайской зоне кайнозойские вулканиты образуют небольшие немки и отдельные лавовые потоки на площади около $0,5 \text{ км}^2$ в поле развития силу-

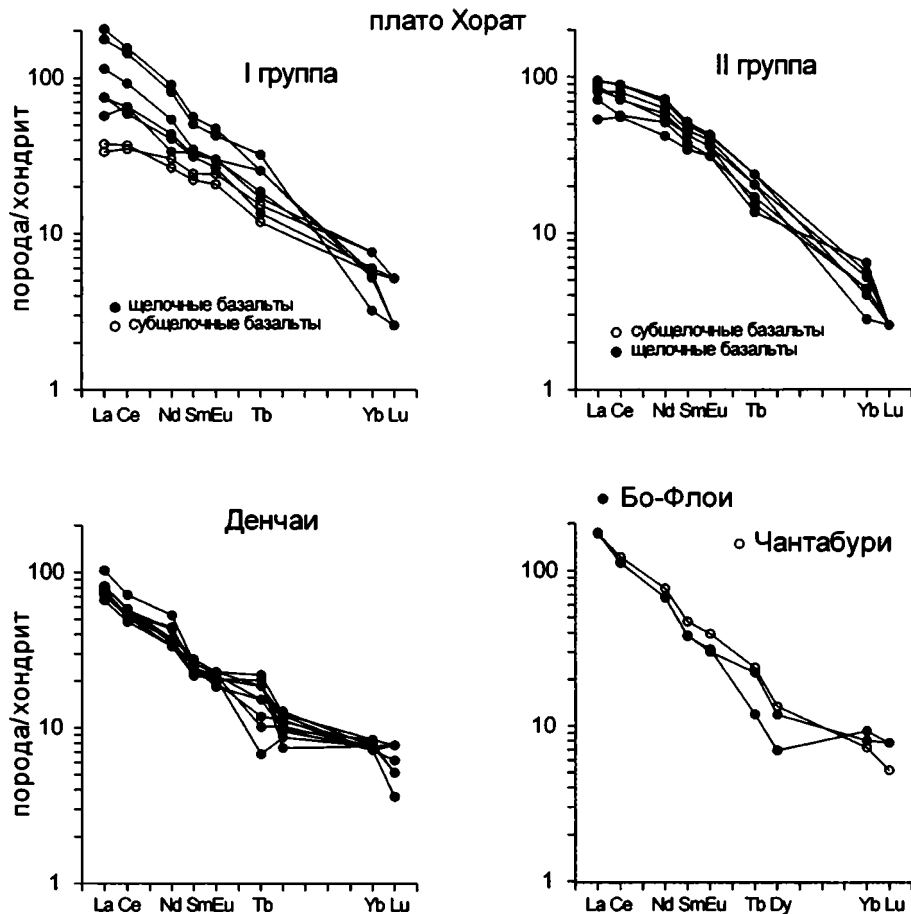


Рис. 4.13. Распределение редкоземельных элементов в кайнозойских вулканитах западной части Индокитая [Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997]

рийско-девонских метаморфических пород. Ареал Бо-Флои (рис. 4.1) сложен преимущественно базанитами и нефелиновыми гавайитами. Возраст вулканитов по К-Аг датированию определен в $3,15 \pm 0,17$ млн лет [Barr, Macdonald, 1981]. По данным [Mukasa et al., 1996], вулканиты характеризуются высокими содержаниями щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,7-8,9$ мас.%), фосфора, повышенными концентрациями алюминия и умеренно высокими титана (табл. 4.6). Концентрации всех несовместимых элементов высокие (рис. 4.12), близкие к таковым внутриплитных щелочных базальтов. Характерно устойчивое обогащение Та и Тн, что приводит к смещению фигуративных точек этих пород на диаграмме Тн-Нф-Та в область между полями активных континентальных окраин и внутриплитных базальтов (рис. 4.4). Распределение REE фракционированное, с сильным обогащением цериевыми лантаноидами ($\text{La}_n/\text{Sm}_n = 4,5-4,6$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n = 18-21$) (рис. 4.13). Отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в базальтоидах Бо-Флои несколько деплетированы относительно BSE ($0,70381-0,704255$); однако они

имеют пониженные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,51273–0,51285; $\epsilon\text{Nd}=1,8-4,0$) и повышенные свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,42-18,62$) [Mukasa et al., 1996].

Ареал Денчай (5,62–6,06 млн лет) [Barr, Macdonald, 1979], расположенный в северной части Центрально-Тайского грабена (рис. 4.1) представлен серией маломощных потоков, нижняя часть которых сложена гавайитами, верхняя – гавайитами и базанитами. Эти базальтоиды отличаются от базальтоидов Бо-Флои большими вариациями содержаний кремнезема, меньшей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=5,4-6,9$ мас.%) и меньшими концентрациями фосфора при более высоких содержаниях титана и никеля. Распределение некогерентных элементов (рис. 4.12) так же как и в базальтоидах Бо-Флои, близко к WPB, что подтверждается и положением фигуративных точек на диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4z). Характерно меньшее обогащение легкими REE ($\text{La}_n/\text{Sm}_n=2,9-3,9$, $\text{La}_n/\text{Yb}_n=8,5-13,5$) (рис. 4.13). Изотопный состав базальтоидов отличается большими вариациями отношений ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70375-0,7043$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51280-0,51293$; $\epsilon\text{Nd}=3,1-5,7$; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,24-18,72$). Для нижнего потока гавайитов характерно распределение в нем ксенолитов шпинелевых лерцолитов, концентрирующихся в пределах однометрового слоя [Barr, Macdonald, 1979]. В базанитах, отличающихся массивной текстурой, наряду с ксенолитами шпинелевых лерцолитов, отмечаются мегакристы клинопироксенов и черной шпинели. Плейстоценовые (0,44±0,11 млн лет) [Barr, Macdonald, 1981] ареалы Чантабури и Та-Май, расположенные на юго-восточном фланге Центрально-Тайского грабена (рис. 4.1) также образуются сериями потоков, сложенных базанитами и нефелинитами. Базальтоиды Чантабури, по данным [Mukasa et al., 1996], принадлежат щелочной серии и характеризуются высокими содержаниями магния, титана ($\text{TiO}_2=3,0-3,3$ мас.%), фосфора ($\text{P}_2\text{O}_5=1,2-1,4$ мас.%) и Ni (160–320 ppm) и низкими алюминия (табл. 4.6). Породы отличаются наибольшим среди базальтоидов Индокитая обогащением некогерентными элементами (рис. 4.12), высокими значениями La_n/Sm_n (3,5–3,7) и La_n/Yb_n (23,5–23,7) (рис. 4.13). На диаграмме Th–Hf–Ta (рис. 4.4z) составы щелочных базальтов ареала Чантабури располагаются в области состава WPB. По составу изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,70387-0,70431$), неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51286-0,51290$; $\epsilon\text{Nd}=4,1-5,1$) и свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18,39-18,64$) базальтоиды Чантабури умеренно деплетированы относительно BSE [Mukasa et al., 1996].

На территории юго-восточного Китая и Индокитая в позднекайнозойских вулканитах широко распространены глубинные ксенолиты и мегакристаллы [Barr, Mcdonald, 1981; Mantle..., 1987; Колосков, 1999]. Большая часть включений состоит из шпинелевых лерцолитов, менее распространены гарцбургиты, «черные» и «зеленые» пироксениты, известны единичные находки габброидов [Колосков, 1999]. Включения наиболее распространены в небольших лавовых конусах, реже отмечаются в лавовых потоках.

На юго-востоке Китая (п-ов Лэйчжоу, о-в Хайнань) ксенолиты в основном представлены шпинелевыми лерцолитами [Zhao, 1990; Xiao, Wang, 1990; Fan, Menzies, 1992]. Наиболее полно изучен состав ксенолитов на территории Вьетнама [Колосков, 1999]. В этом регионе, по данным А.В. Колоскова, выделяются четыре группы включений (табл. 4.7): 1) лерцолиты, дуниты, гарцбургиты и тесно связанные с ними «серо-зеленые» верлиты и пироксениты (вместе с гранатсодержащими разностями; 2) «черные» пироксениты; 3) габброиды; 4) гра-

Таблица 4.7. Состав ксенолитов шпинелевых лерцолитов и пироксенитов из щелочных базальтов Вьетнама [Колосков, 1999],

Компонент	Шпинелевые лерцолиты				Пироксениты					
	Серия									
	«обедненная»		«обогащенная»		«зеленая»			«черная»		
	№ образца									
	38	101	37a	103-1	40-6	38-2a	103-5	37b	37c	336
SiO ₂	42,78	44,40	45,79	43,58	50,80	45,80	44,38	50,40	50,18	49,58
TiO ₂	-	-	0,34	0,20	-	0,30	0,20	0,86	0,80	0,93
Al ₂ O ₃	0,76	1,09	2,52	3,22	4,30	12,28	15,23	5,31	6,08	6,57
Fe ₂ O ₃	-	0,77	0,71	0,83	0,86	1,63	0,98	1,28	1,60	7,20
FeO	8,05	6,61	7,95	8,67	6,18	4,82	5,49	7,06	7,27	2,88
MnO	0,30	0,25	0,12	0,28	0,18	0,18	0,17	0,21	0,10	0,13
MgO	46,77	45,45	38,36	37,87	22,10	18,87	16,23	18,32	17,28	16,70
CaO	0,93	0,61	2,15	2,80	14,45	14,10	15,55	14,51	15,00	13,69
Na ₂ O	0,13	0,22	0,43	0,81	0,40	1,08	0,85	1,10	1,21	1,14
K ₂ O	0,24	0,24	-	0,36	0,24	0,24	0,24	0,36	0,24	0,20
P ₂ O ₅	0,04	0,05	0,10	-	0,44	0,23	0,11	0,08	0,34	0,07
Сумма	100,00	99,69	98,47	98,62	99,95	99,53	99,43	99,49	100,10	99,09
Cr	-	-	-	2237	2359	900	980	1668	1706	-
Ni	-	2400	2200	2310	577	790	415	-	469	-
Ba	23	25	27	19	11	10	32	-	32	-
Sr	-	9	26	9	28	62	42	-	78	-
Zr	17	-	23	15	13	22	14	-	52	-
Y	2,7	2,7	5,4	3,4	3,6	4,6	7,4	-	15	-

нитоиды и связанные с ними интенсивно перекристаллизованные, плавленые кварц-полевошпатовые образования. В целом резко преобладает первая группа, на долю которой приходится до 90–100% включений.

Мегакристы состоит из кристаллов анортоклаза (до 10–12 см), титанавгита (до 2–3 см), плагиоклаза, оливина, шпинели и граната.

Лерцолиты представлены четырехминеральным парагенезисом: около 60–80 об.% оливина, от ед. зерен до 5–7 об.% шпинели, от 3–5 до 10 об.% клинопироксена и столько же ортопироксена. С лерцолитами ассоциируют зеленовато-серые верлиты и пироксениты. Они содержат от 60 до 80 об.% клинопироксена, от 3–5 до 10–20 об.% ортопироксена, от 10 до 20 об.% шпинели и от ед. зерен до 10 об.% оливина, иногда присутствует гранат в келифитовой оболочке (до 5 об.%). По химическому составу ультраосновные ксенолиты разделяются на обедненную и обогащенную легкоплавкими элементами группы (табл. 4.7) [Колосков, 1999]. К первой относятся дуниты и гарцбургиты, ко второй – собственно лерцолиты с переходными разностями к «зеленым» пироксенитам.

«Черные» пироксениты характеризуются широкими вариациями состава. Возрастание глиноземистости в породах сопровождается увеличением кон-

центрации титана, железа и уменьшением магния и кремнезема. Среди мафических (салических) ксенолитов присутствует весь ряд перехода от габбро к гранитам, не представляющих собой генетическую серию [Колосков, 1999].

Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах Южно-Китайского региона и Индокитая

Рассматриваемая часть юго-восточной окраины Азии ограничена с востока и юго-востока зонами активной субдукции Идзу-Бонинской, Марианской и Индонезийской островных дуг, а с северо-запада – зоной коллизии Тибетского плато [Flower et al., 1998a]. Неоген-четвертичный вулканизм широко проявлен на юго-востоке Азии, формируя вулканические ареалы трещинного и центрального типов извержения, структурно связанные с региональными сдвигами, грабеновыми и раздвиговыми структурами, сопутствующими и последующими раскрытию Южно-Китайского, Японского и Андаманского морей. По времени развития вулканизм является отражением процессов раннетретичной коллизии Индостана и Азии и связан с тектоническими процессами аппвеллинга мантийных блоков [Tarponnier et al., 1986].

Докайнозойская структура Юго-Восточной Азии представляла собой коллаж аллохтонных континентальных террейнов, образовавшихся при расколе Гондваны, аккреция которых происходила в течение второй половины мезозоя. До палеоцена, а в ряде районов и до среднего эоцена, вулканическая деятельность была связана с конвергентными окраинами Тетической и Тихоокеанской плит. Континентальная окраина представляла собой арену интенсивного надсубдукционного вулканизма, сопровождавшегося развитием гранитоидов, о чем свидетельствуют меловые и мел-палеоценовые известково-щелочные комплексы Гималаев, восточного Китая и Индокитая [Barr, McDonald, 1981].

Синколлиззионные перенапряжения, связанные с Индо-Евроазиатской коллизией [Tarponnier et al., 1986], способствовали образованию зон растяжения преимущественно северо-восточного простирания, по которым заложилась рифтогенные структуры [Ru, Piggott, 1986] и формировались вулканические комплексы. Изменение термальной структуры литосферы в *позднем палеоцене-эоцене*, выраженное в ее разогреве и плавлении, способствовало формированию шошонитовых и высококальциевых магнезиальных лав в Тибете [Turner et al., 1996], провинции Юннань, Китай [Zhu et al., 1992] и северном Вьетнаме [Hoa et al., 1995; Поляков и др., 1997]. Высококальциевые породы являются кремненасыщенными образованиями и отличаются обеднением HFSE, обогащением LILE, а также низкими значениями Nb/U и Ce/Pb. Породы неизменно ассоциируют с зонами напряжений вблизи коллиззионных сутур и, вероятно, были образованы из флогопитсодержащей тугоплавкой мантии при крайне низких давлениях (<1 Гпа) [Barton, Hamilton, 1982].

Раскрытие Южно-Китайского моря (32–17 млн лет), последовавшее за коллизией Индостана и Евразии, началось с процессов раздвига на континентальной окраине в палеогене [Vriais et al., 1989]. Главная фаза растяжения сопровождалась правосторонним поворотом Индокитайского блока относительно Южного Китая и движением по левостороннему сдвигу Красной реки [Tarponnier et al., 1986]. Формирование бассейнов типа «пулл-апарт» и спрединг Юж-

но-Китайского моря привели к нарушению целостности окраины и растаскиванию блоков коры, фрагменты которых в настоящее время представлены о-вами Парасел и Донжуа, банками Камышово́й, Маклесфилд, Дангероус, а также Северо-Палаванским континентальным террейном [Tu et al., 1992]. На территории Юго-Восточного Китая процессы растяжения в палеоцене–эоцене привели к образованию рифтовых впадин в провинции Жуандон и формированию ареалов бимодального базальт–трахитового вулканизма, часть базальтов которого наследовали субдукционные метки [Chung et al., 1997]. Формирование данных рифтогенных впадин могло быть вызвано иными, более ранними процессами растяжения, связанными с мел–раннепалеоценовым этапом рифтогенеза Восточного Китая [Милановский, Никишин, 1988].

В *олигоцене* этап грабенообразования и рифтогенеза в Южно-Китайском море сменился процессом спрединга, приведшим к обособлению юго-западного и восточного бассейнов глубоководной котловины. Этот этап характеризовался слабой вулканической деятельностью в континентальных частях как Южно-Китайского региона, так и в Индокитае, и интенсивным вулканизмом в Южно-Китайском море. Позднетретичные N-MORB-подобные толеиты офиолитовых комплексов о-вов Палаван и Миндора рассматриваются как реликты ранней фазы спрединга Южно-Китайского моря [Tu et al., 1992].

В начале *миоцена* проградация в северо-западном направлении зон растяжения привела к утонению литосферы и апвеллингу астеносферы с осью рифтинга вдоль западной части Тайваньского пролива [Angelier et al., 1990; Chung et al., 1994; 1995; Zou et al., 2000], что вызвало установление рифтогенного режима в Фуджань-Тайваньском районе. Согласно [Chung et al., 1995], под осью рифта литосфера была замещена «плюм-пуддинговым» типом мантии, в котором астеносферный матрикс смешивался либо с материалом субконтинентальной литосферы, либо с веществом мантийного плюма.

В северо-западной части Тайваня в раннем миоцене формировались внутриплитные щелочные базальты комплекса Кункуан [Chung et al., 1995]. Эти базальты имеют высокие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и пониженные $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, но по соотношениям изотопов Pb их фигуративные точки смещены к области компонента ЕМII (рис. 4.5б, 4.6). В северной части Южно-Китайского региона (Ксинчан, Таншань и др.) и в провинции Фуджань наиболее ранние проявления вулканизма фиксируются во внешней зоне, достигая максимального развития во всех зонах в среднем–позднем миоцене, а во внутренней – сохраняя активность до позднего квартера. Преобладающие типы вулканитов изменяются от внешней к внутренней зоне от оливиновых толеитов через щелочные оливиновые базальты к базанитам и нефелинитам. Sr-Nd-Pb изотопная систематика данных вулканитов предполагает участие в их генезисе источника ЕМII и характеризует проявление аномалии DUPAL [Zou et al., 2000].

В среднем миоцене толеитовый базальтовый вулканизм отмечается в си-маунтах Скарборо Южно-Китайского моря, окружая отмершую зону спрединга и замещая ее внутриплитными базальтами, состав которых в позднем миоцене–раннем плиоцене меняется на внутриплитный щелочной [Tu et al., 1992], отражая как уменьшение степени плавления, так и вертикальную гетерогенность плавящегося субстрата. На о-вах Пэнху Тайваньского пролива

среднемиоценовые оливиновые толеиты и щелочные оливиновые базальты образуют серию переслаивающихся потоков [Chung et al., 1994].

Миоценовые офиолиты аллохтонного комплекса Восточного Тайваня, вероятно, могут рассматриваться как ассоциация пород, образованная в зоне спрединга Южно-Китайского моря на финальных этапах его развития [Chung, Sun, 1992].

В конце среднего–позднем миоцене процессы сжатия, вызванные коллизией дуги Лусон и Евразийского континента, привели к участию в петрогенезисе обогащенного мантийного резервуара, отражая изменение химического и изотопного состава базальтов северо-западной части Тайваня [Teng, 1990; Chung et al., 1995]. Гетерогенный по составу комплекс Куанси-Чутун, сложенный базанитами, щелочными оливиновыми базальтами, высококалийевыми базальтами и оливиновыми толеитами, имеет более обогащенные Sr-Nd изотопные характеристики по сравнению с раннемиоценовыми базальтами, характеризуя присутствие изотопной метки компоненты ЕМ1 [Chung et al., 1995].

Синхронно с миоценовой фазой рифтогенеза и обширным внутриплитным вулканизмом в Восточно-Китайском море происходит накопление андезитобазальтов и дацитов формации Арадаки (12,6–17,9 млн лет [Miki, 1995]), что ознаменовало образование центрального сегмента дуги Рюкю. В это же время движение Филиппинской плиты происходило в север-северо-восточном направлении, и ее западная окраина была отделена от плиты Южно-Китайского моря трансформным разломом [Angelier et al., 1990]. По данным [Shinjo et al., 1999], западная граница субдуцирующей Филиппинской плиты была ограничена сдвигом Ириомоте в южной части Рюкю, и надсубдукционного вулканизма здесь не было до плиоцен-четвертичного времени.

С поздним миоценом связано образование амагматичной рифтовой структуры трога Окинава. В южном сегменте о-вов Рюкю отмечается образование высокомагнезиальных андезитобазальтов и андезитов, по геохимическим характеристикам аналогичных санукитоидам юго-западной Японии [Shinjo, 1999].

Необходимо отметить, что в данное время почти синхронно на северной окраине Филиппинской плиты происходила коллизия хребта Кюсю-Палау с дугой Кюсю [Kimura, 1996] и Идзу-Бонинской дуги с северо-восточной частью Японии [Niitsuma, Akiba, 1985]. Блок северной Палавана коллидировал с Западно-Филиппинским архипелагом вблизи с о-вом Миндоро [Lüdtman, Wong, 1999]. Эти события могли изменить направление движения плиты с север-северо-восточного на северо-западное [Jolivet et al., 1990] и приостановить субдукцию Филиппинской плиты [Kamata, Kodama, 1994].

На территории Индокитая миоценовый вулканизм известен в ареалах Далат и Фу-Риенг и на о-вах Ку-Лао/Пе, где формировались *Qtz*-толеиты при подчиненной роли *Ol*-толеитов, а также в северной части Центрально-Тайского грабена, где позднемиоценовые щелочные базальтоиды образовали серии потоков, нижняя часть которых сложена гавайитами, а верхняя – гавайитами и базанитами [Mukasa et al., 1996].

Плиоцен-четвертичный этап вулканизма широко проявлен как в Южно-Китайском регионе, так и в Индокитае. На юго-востоке Китая, наряду с интенсивным щелочным базальтовым вулканизмом в центральной и внутренней зонах провинции Фуджань, проявился базальтовый вулканизм на п-ве Лэйчжоу и о-ве Хайнань. Нижние комплексы обоих ареалов сложены переслаив-

вающимися потоками *Qtz*- и *Ol*-толеитов внутриплитной геохимической специализации, характеризующихся отсутствием надсубдукционных меток, а шлаковые конусы и вулканические постройки центрального типа верхнего комплекса образованы щелочными базальтоидами; для всех базальтов характерно присутствие в источнике DUPAL-подобной компоненты ЕМП [Flower et al., 1992; Kung-suan Ho et al., 2000].

В акватории Южно-Китайского моря в это время формировались вулканические постройки о-ва Парасел, сложенные преимущественно нефелинитами, имеющими существенно более низкие отношения изотопов Pb при более высоких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, чем в щелочных базальтоидах симаунтов Скарборо, а также проявлялся интенсивный базальтовый вулканизм симаунтов Камышовой банки, продукты которого представлены переслаиванием щелочных оливиновых базальтов и оливиновых толеитов [Tu et al., 1992].

В раннем плиоцене продолжалась коллизия вдоль Тайванского складчатого пояса. Раскрытие центрального сегмента трога Окинава прекратилось, тогда как возобновился вулканизм в островной дуге Рюкю, представленный андезитобазальтами–дацитами формации Агуни [Shinjo et al., 1999].

После периода сжатия (10–6 млн лет), вызванного продолжающейся коллизией дуги Лусон с Евразийским континентом, начавшийся активный рифтогенез в центральном сегменте трога Окинава и аппвеллинг астеносферы привели к пропагации рифтовой зоны в юго-западном направлении и раскрытию южного сегмента трога [Shinjo et al., 1999]; таким образом, формирование южного сегмента трога могло соответствовать постколлизийному рифтогенезу Тайванского орогена.

Южная часть трога Окинава, по данным [Hsu et al., 1999], образована двумя различающимися рифтогенными впадинами. Западнее $123,5^\circ$ в.д. рифтовая структура трога связана с несколькими древними сдвигами северо-западного простирания, и вулканизм происходил вдоль этих разрывных нарушений, особенно интенсивно на северной окраине южного сегмента трога. Напротив, восточнее $123,5^\circ$ в.д. задуговой вулканизм отмечается в центральной части сегмента и на обоих бортах депрессии Яеяма.

Таким образом, в трог Окинава после среднемиоценового и раннеплейстоценового авулканических этапов рифтогенеза [Kimura, 1985], средний плейстоцен–голоцен характеризовался развитием бимодального толеитового базальт-риолитового вулканизма [Shinjo et al., 1999], сосредоточенным преимущественно в среднем секторе трога и, в меньшей степени, в южном. Характеризуясь относительно высокими концентрациями некогерентных элементов, подобными таковым в базальтах задуговых бассейнов, и изотопными отношениями Sr и Nd, аналогичными OIB (PREMA), толеиты трога Окинава отличаются вместе с тем как сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, так и межэлементными отношениями, сближающими их с надсубдукционными вулканидами.

Проградация зон растяжения в районе Восточно-Китайского моря, кроме того, могла быть связана с миграцией Филиппинской плиты в юго-западном направлении. Эти процессы, в конечном счете, могли привести к образованию на севере Тайваня и прилегающих к этой части островах и симаунтах плиоцен-голоценовых вулканов, представляющих наиболее западную часть современной островодужной системы Рюкю и образующих совместно с Тай-

ванем так называемую Северо-Тайванскую вулканическую зону [Sibuet et al., 1995]. Согласно существующей точке зрения [Chen, 1997; Wang et al., 1989], эта зона могла быть образована вследствие постколлизийного растяжения. Кроме того, можно предположить, что определенную роль в ее развитии сыграл также раннеплейстоценовый этап развития трога Окинава и проградация зон его растяжения к юго-западу [Shinjo et al., 1999].

Примечательно, что развитие южного сегмента трога Окинава происходило синхронно или даже предшествовало образованию большей части островодужной системы Рюкю, что нетипично для большей части задуговых бассейнов западной части Пацифики [Shinjo et al., 1999], где задуговой рифтогенез начинался после образования островодужной системы [Backarc..., 1995]. Кроме того, зона Беньоффа располагается на расстоянии от 150–200 км от центрального сегмента трога Окинава, до менее 150 км от южного сегмента, тогда как обычно удаленность зоны Беньоффа от оси рифта оценивается в 200–300 км [Giardini, Woodhouse, 1986].

На территории Индокитая проявления плиоцен-четвертичного вулканизма известны во всех секторах, отличаясь преобладанием толеитовых или щелочных базальтоидов в вулканическом ареале. Так, в пределах материковой части северного сектора (ареалы Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан) преимущественным развитием пользуются базальты толеитовой серии, тогда как о-ва Хон Жо сложены щелочными оливиновыми базальтами и базанитами. Большая часть ареалов центрального и южных секторов имеет сложное строение: нижний комплекс образован потоками толеитов, сменяющимися, как правило, после прерыва щелочными базальтоидами верхнего комплекса, образующими вулканические постройки центрального типа и маломощные потоки.

В южной части плато Хорат раннеплейстоценовые покровы образованы внутриплитными щелочными базальтами при подчиненной роли оливиновых толеитов, характеризующимися большой гетерогенностью изотопного состава [Zhou, Mukasa, 1997].

В Шан-Тайской зоне Таиланда позднеплиоценовые базаниты и гавайиты образуют ареал Бо-Флои. Южнее, на юго-восточном фланге Центрально-Тайского грабена потоки плейстоценовых базанитов и нефелинитов формируют ареалы Чантабури и Та-Маи [Mukasa et al., 1996].

Результаты проведенных исследований позволяют проследить основные закономерности развития кайнозойского вулканизма на юго-восточной окраине Азиатского континента, оценить природу глубинных магмогенерирующих источников.

На восточной окраине Азии в меловое время происходило формирование протяженных окраинно-континентальных вулканических поясов. Однако к середине раннего палеогена геодинамическая обстановка резко изменилась: вслед за смещением зон субдукции к океану, началом коллизийных процессов, окраина Азиатского континента испытала режим растяжения с образованием систем сбросов, грабенов и содвиговых раздвигов, вплоть до окраинно-морских бассейнов.

Наиболее ранние, постсубдукционные вулканические образования Юго-Восточной Азии представлены тремя вещественными ассоциациями. В юго-восточной части Китая – это палеоцен-среднеэоценовые бимодальная толеит-

вающимися потоками *Qtz*- и *Ol*-толеитов внутриплитной геохимической специализации, характеризующихся отсутствием надсубдукционных меток, а шлаковые конусы и вулканические постройки центрального типа верхнего комплекса образованы щелочными базальтоидами; для всех базальтов характерно присутствие в источнике DUPAL-подобной компоненты ЕМП [Flower et al., 1992; Kung-suan Ho et al., 2000].

В акватории Южно-Китайского моря в это время формировались вулканические постройки о-ва Парасел, сложенные преимущественно нефелинитами, имеющими существенно более низкие отношения изотопов Pb при более высоких $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, чем в щелочных базальтоидах симаунтов Скарборо, а также проявлялся интенсивный базальтовый вулканизм симаунтов Камышовой банки, продукты которого представлены переслаиванием щелочных оливиновых базальтов и оливиновых толеитов [Tu et al., 1992].

В раннем плиоцене продолжалась коллизия вдоль Тайванского складчатого пояса. Раскрытие центрального сегмента трога Окинава прекратилось, тогда как возобновился вулканизм в островной дуге Рюкю, представленный андезитобазальтами–дацитами формации Агуни [Shinjo et al., 1999].

После периода сжатия (10–6 млн лет), вызванного продолжающейся коллизией дуги Лусон с Евразийским континентом, начавшийся активный рифтогенез в центральном сегменте трога Окинава и аппвеллинг астеносферы привели к пропагации рифтовой зоны в юго-западном направлении и раскрытию южного сегмента трога [Shinjo et al., 1999]; таким образом, формирование южного сегмента трога могло соответствовать постколлизийному рифтогенезу Тайванского орогена.

Южная часть трога Окинава, по данным [Hsu et al., 1999], образована двумя различающимися рифтогенными впадинами. Западнее $123,5^\circ$ в.д. рифтовая структура трога связана с несколькими древними сдвигами северо-западного простирания, и вулканизм происходил вдоль этих разрывных нарушений, особенно интенсивно на северной окраине южного сегмента трога. Напротив, восточнее $123,5^\circ$ в.д. задуговой вулканизм отмечается в центральной части сегмента и на обоих бортах депрессии Яеяма.

Таким образом, в трог Окинава после среднемиоценового и раннеплейстоценового авулканических этапов рифтогенеза [Kimura, 1985], средний плейстоцен–голоцен характеризовался развитием бимодального толеитового базальтриолитового вулканизма [Shinjo et al., 1999], сосредоточенным преимущественно в среднем секторе трога и, в меньшей степени, в южном. Характеризуясь относительно высокими концентрациями некогерентных элементов, подобными таковым в базальтах задуговых бассейнов, и изотопными отношениями Sr и Nd, аналогичными OIB (PREMA), толеиты трога Окинава отличаются вместе с тем как сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, так и межэлементными отношениями, сближающими их с надсубдукционными вулканидами.

Проградация зон растяжения в районе Восточно-Китайского моря, кроме того, могла быть связана с миграцией Филиппинской плиты в юго-западном направлении. Эти процессы, в конечном счете, могли привести к образованию на севере Тайваня и прилегающих к этой части островах и симаунтах плиоцен-голоценовых вулканов, представляющих наиболее западную часть современной островодужной системы Рюкю и образующих совместно с Тай-

ванем так называемую Северо-Тайванскую вулканическую зону [Sibuet et al., 1995]. Согласно существующей точке зрения [Chen, 1997; Wang et al., 1989], эта зона могла быть образована вследствие постколлизийного растяжения. Кроме того, можно предположить, что определенную роль в ее развитии сыграл также раннеплейстоценовый этап развития трога Окинава и проградация зон его растяжения к юго-западу [Shinjo et al., 1999].

Примечательно, что развитие южного сегмента трога Окинава происходило синхронно или даже предшествовало образованию большей части островодужной системы Рюкю, что нетипично для большей части задуговых бассейнов западной части Пацифики [Shinjo et al., 1999], где задуговой рифтогенез начинался после образования островодужной системы [Backarc..., 1995]. Кроме того, зона Беньоффа располагается на расстоянии от 150–200 км от центрального сегмента трога Окинава, до менее 150 км от южного сегмента, тогда как обычно удаленность зоны Беньоффа от оси рифта оценивается в 200–300 км [Giardini, Woodhouse, 1986].

На территории Индокитая проявления плиоцен-четвертичного вулканизма известны во всех секторах, отличаясь преобладанием толеитовых или щелочных базальтоидов в вулканическом ареале. Так, в пределах материковой части северного сектора (ареалы Дьен-Бьен-Фу, Фу-Ку, Хе-Сан) преимущественным развитием пользуются базальты толеитовой серии, тогда как о-ва Хон Жо сложены щелочными оливиновыми базальтами и базанитами. Большая часть ареалов центрального и южных секторов имеет сложное строение: нижний комплекс образован потоками толеитов, сменяющимися, как правило, после прерыва щелочными базальтоидами верхнего комплекса, образующими вулканические постройки центрального типа и маломощные потоки.

В южной части плато Хорат раннеплейстоценовые покровы образованы внутриплитными щелочными базальтами при подчиненной роли оливиновых толеитов, характеризующимися большой гетерогенностью изотопного состава [Zhou, Mukasa, 1997].

В Шан-Тайской зоне Таиланда позднеплиоценовые базаниты и гавайиты образуют ареал Бо-Флои. Южнее, на юго-восточном фланге Центрально-Тайского грабена потоки плейстоценовых базанитов и нефелинитов формируют ареалы Чантабури и Та-Маи [Mukasa et al., 1996].

Результаты проведенных исследований позволяют проследить основные закономерности развития кайнозойского вулканизма на юго-восточной окраине Азиатского континента, оценить природу глубинных магмогенерирующих источников.

На восточной окраине Азии в меловое время происходило формирование протяженных окраинно-континентальных вулканических поясов. Однако к середине раннего палеогена геодинамическая обстановка резко изменилась: вслед за смещением зон субдукции к океану, началом коллизийных процессов, окраина Азиатского континента испытала режим растяжения с образованием систем сбросов, грабенов и осдвиговых раздвигов, вплоть до окраинно-морских бассейнов.

Наиболее ранние, постсубдукционные вулканические образования Юго-Восточной Азии представлены тремя вещественными ассоциациями. В юго-восточной части Китая – это палеоцен-среднеэоценовые бимодальная толеит-

трахитовая и толеитовая базальт-андезитобазальтовая ассоциация [Chung et al., 1997], а также раннеолигоценая калиевая щелочная [Zhu et al., 1992], во Вьетнаме – олигоценая калиевая щелочная [Поляков и др., 1997; Hoa et al., 1995].

Базальты и андезитобазальты толеитовой серии отличаются умеренно низкими содержаниями HFSE при повышенных варьирующих концентрациях LILE, высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что, наряду с отрицательной корреляцией $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и положительной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений с содержанием кремнезема и LILE, позволяет предполагать существенный вклад корового материала в петрогенезис данных вулканитов [Chung et al., 1997]. Присутствие Ta-Nb минимума в части базальтов, как и положение их в поле окраинно-континентальных вулканитов на дискриминантных диаграммах (рис. 4.4), сближает данные породы с надсубдукционными образованиями. Однако приуроченность вулканитов Хеюян и Лэйпин к рифтогенным впадинам позволяет связывать их формирование с первыми фазами растяжения края континента.

В ареале Саншуи раннепалеогеновые вулканиты представлены бимодальной ассоциацией толеитов и трахитов, отличающейся высокими концентрациями HFSE и LILE в основных ее членах и резким обогащением в трахитах. Сходство $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (толеиты – 0,51268–0,51290, трахиты – 0,51279–0,51286) и ряда межэлементных отношений (например, Hf/Ta 2,4–3,8 и 2,1–3,0; Sm/Nd 0,22–0,27 и 0,20–0,22; Zr/Nb 5,7–10,8 и 5,1–10,4 в толеитах и трахитах соответственно) позволило С. Чангу с соавторами считать, что породы бимодальной ассоциации образовались при дифференциации в нижней и верхней частях магматической камеры в закрытой системе [Chung et al., 1997]. Более поздняя контаминация трахитовых расплавов веществом верхней коры (1–3%) привела к увеличению значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с сохранением первичных величин $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Chung et al., 1997].

Низкотитанистые калиевые базальтоиды (кокиты и абсарокиты) Китая и Вьетнама отличаются высокими содержаниями LILE относительно HFSE, отчетливым Ta-Nb минимумом, а также низкими значениями Nb/U (1,5–4,9). Вместе с тем, в отличие от пород типичных надсубдукционных серий, калиевые базальтоиды олигоцена связаны с зонами растяжения, включая рифтогенные впадины (Шонгда, Северный Вьетнам) и грабены (Хайдон, Китай). Таким образом, можно предположить, что высококалиевые базальтоиды возникли при начальном растяжении края континента, обусловившем декомпрессию и фракционирование относительно малоглубинного источника в верхах флогопитсодержащей субконтинентальной литосферы при крайне низких давлениях (<1 Гпа) [Barton, Hamilton, 1982; Flower et al., 1998].

Начиная с миоцена, основной объем вулканитов Юго-Восточной Азии (за исключением трога Окинава и аллохтонных офиолитовых комплексов Южно-Китайского моря) представлен обогащенными оливиновыми и щелочными базальтами, сходными по изотопно-геохимическим характеристикам с базальтоидами континентальных рифтов и океанических островов и резко отличающимися от вулканитов надсубдукционных обстановок.

Большая часть вулканических центров Юго-Восточного Китая и Индокитай сформирована двумя эруптивными комплексами: ранним, представленным высококремниевыми, низкожелезистыми, низкотитанистыми кварцевыми и оливиновыми толеитами, реже трахиандезитами, определяющими литосферный тип мантийного источника, и поздним, образованным низкокрем-

ниевыми, высокожелезистыми, высокотитанистыми оливиновыми толеитами, щелочными базальтами и базанитами, редко трахибазальтами и трахитами, характеризующими астеносферный тип источника.

В целом толеиты региона обогащены относительно примитивной мантии и базальтов типа E-MORB и близки по составу базальтам OIB. Определенные отличия выражены в положительных аномалиях Ва и пониженных содержаниях Th, Nb, Та. Несмотря на пониженные содержания Та и Nb, для оливиновых и кварцевых толеитов региона не характерен Та-Nb минимум, проявленный в аналогичных породах ряда ареалов восточной окраины Азии [Федоров и др., 1993; 1999; 2002; Филатова, Федоров, 2001]. Слабая Та-Nb отрицательная аномалия отмечается только в кварцевых толеитах ареала Плейку. Близость толеитов региона продуктам внутриплитной геохимической специализации подтверждается также рядом диаграмм (рис. 4.3, 4.4), на которых фигуративные точки базальтов занимают дискриминантные поля E-MORB и WPB. Характеристики редкоземельного состава толеитов разного возраста и разных ареалов также близки. Толеиты характеризуются дифференцированным спектром REE, обогащение легкими лантаноидами при этом увеличивается от *Qtz*-толеитов к *Ol*-толеитам (рис. 4.3). Результаты изотопных исследований толеитов показывают, что состав пород изменяется от слабо деплегированного до умеренно обогащенного относительно BSE (рис. 4.5а).

Базальтоиды щелочной серии характеризуются умеренно высокими содержаниями щелочей, высокими титана, фосфора и низкими алюминия. Концентрации некогерентных элементов высокие, близкие к таковым в базальтах OIB. Для щелочных базальтов всех ареалов характерен слабый Та-Nb максимум, за исключением трахиандезитобазальтов Бао-Лок и Хуан-Лок, в которых отмечается минимум в распределении данных элементов. Принадлежность щелочных базальтоидов к внутриплитным образованиям подтверждается отношениями Th/Та, Ва/La, расположением фигуративных точек на дискриминантных диаграммах, фракционированным спектром распределения некогерентных элементов (рис. 4.3, 4.4). Базальтоиды характеризуются меньшими вариациями изотопного состава свинца по сравнению с толеитами при более варьирующих отношениях изотопов стронция и неодима (рис. 4.5).

Толеиты отличаются более низкими содержаниями титана и железа, чем щелочные базальты, при одинаковых концентрациях магния. При переходе от кварцевых толеитов к щелочным базальтам увеличиваются значения La/Hf, Та/Yb, Zr/Y, Ва/Sr, Th/Yb, La_n/Yb_n и уменьшаются Hf/Та, Zr/Nb, K₂O/P₂O₅ и Ti/Zr (табл. 4.8). Оливиновые толеиты являются переходными между кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. Подобные различия между толеитовыми и щелочными базальтами внутриплитной геохимической специализации определяются, по мнению ряда исследователей [Large..., 1997 и др.], скорее гетерогенностью источников (разной глубиной плавления диапира или вовлечением в петрогенезис разных его зон), чем природой плавления или фракционной кристаллизации, и отражает процессы вовлечения в петрогенезис тугоплавкой астеносферной мантии, обогащенной литосферы или глубинного мантийного диапира, что иллюстрируется диаграммами распределения некогерентных элементов (рис. 4.3) и изотопного смещения (рис. 4.5б).

Таблица 4.8. Межэлементные отношения в кайнозойских базальтах Вьетнама

Породы	La/Hf	Ta/Yb	Zr/Y	Ba/Sr	Th/Yb	La _n /Yb _n	Hf/Ta	Zr/Nb	K ₂ O/P ₂ O ₅	Ti/Zr
Qtz-толеиты	2,4–6,8	0,23–1,33	4,1–9,2	0,1–1,3	0,8–3,2	2,3–10,1	2,2–6,2	3,0–7,1	1,3–6,3	0,010–0,017
OI-толеиты	2,6–7,8	1,28–2,57	4,4–11,3	0,2–1,7	1,0–4,4	6,6–20,5	1,5–2,8	3,2–5,7	0,4–3,9	0,090–0,021
Щелочные базальты	3,3–11,3	0,86–4,30	4,6–30,0	0,3–2,3	1,0–7,3	8,2–30,1	1,2–3,2	2,3–6,9	0,3–7,8	0,001–0,063

Так, объясняя зональность вулканизма Фуджань-Тайваньской провинции Китая, С. Чанг с соавторами предположили, что различия в глубине сегрегации расплава соответствуют мощности литосферы, приводя к пространственным вариациям состава базальтов [Chung et al., 1994; 1995]. Толеиты внешней зоны Фуджань образуются на меньших глубинах мантии вблизи осевой зоны при большей степени плавления с преобладающим влиянием метасоматизированного материала обогащенной астеносферы («плюма») (рис. 4.14). По обе стороны от Тайваньского пролива влияние «плюма» постепенно уменьшается, и образующиеся здесь магмы становятся более кремнедефицитными и более щелочными вследствие увеличения глубины сегрегации расплава и уменьшения степени плавления. В свою очередь, вариации пропорций смешения материала субконтинентальной литосферы с преобладающими характеристиками компонента ЕМЦ и матрикса деплетированной астеносферы, представленного N-MOR базальтами Восточно-Тайваньского офиолитового комплекса поперек оси растяжения, определяют различия отношений изотопов Pb и небольшие вариации изотопных отношений Sr и Nd. Например, толеиты внешней зоны Фуджань в наибольшей степени обогащены компонентом ЕМЦ, тогда как базаниты внутренней зоны имеют наиболее деплетированный состав изотопов Pb, перекрывая таковой в базальтах Восточно-Тайваньского офиолитового комплекса. На о-вах Пэнху магмы были образованы в области более крутой границы между литосферой и астеносферой при разных степенях плавления, что объясняет изменение их состава от оливиновых толеитов до щелочных базальтов при сходном изотопном составе [Chung et al., 1994].

В трог Окинава после среднемиоценового и раннеплейстоценового авулканических этапов рифтогенеза [Kimura, 1985], в среднем плейстоцене–голоцене проявился бимодальный толеитовый базальт-риолитовый вулканизм [Shinjo et al., 1999], сосредоточенный преимущественно в среднем секторе трога и незначительно в южном. Характеризуясь относительно высокими концентрациями некогерентных элементов, подобными таковым в базальтах задуговых бассейнов, и изотопными отношениями Sr и Nd, аналогичными OIB (PREMA), толеиты трога Окинава отличаются как сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, так и межэлементными отношениями, сближающими их с надсубдукционными вулканитами.

Как подчеркивалось рядом исследователей [Flower et al., 1992; Hoang et al., 1996; Mukasa et al., 1996; Zhou, Mukasa, 1997; Hoang et al., 1998], коровая кон-

Фуджянь

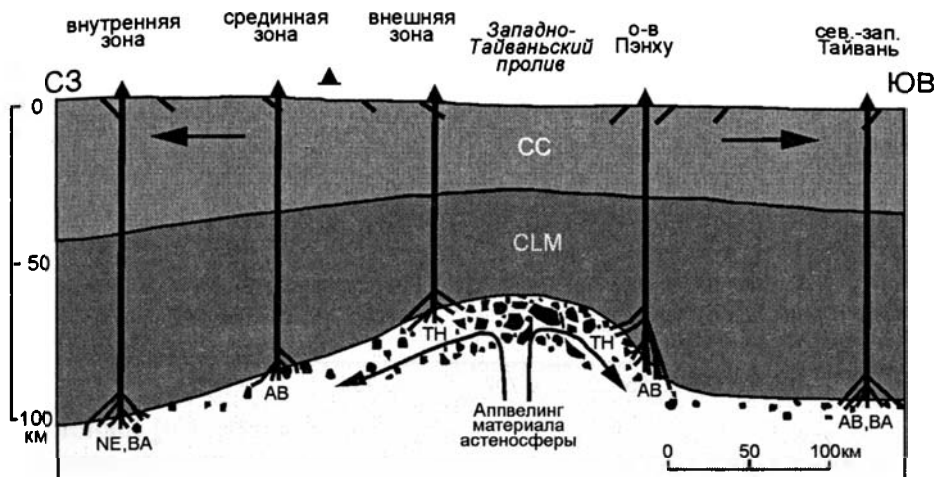


Рис. 4.14. Схема строения литосферы Фуджянь-Тайваньского района Юго-Восточного Китая для среднемиоценового времени, по [Chung et al., 1994]

СС – континентальная кора, CLM – субконтинентальная литосфера. Расплавы: NE – нефелиновые, BA – базанитовые, AB – щелочнобазальтовые, TH – толеитовые

таминация не играла существенной роли в вариациях состава большей части базальтоидов восточной окраины Азии. Необходимо отметить, что вулканы из разных секторов формировались обособленно друг от друга, на разном фундаменте и часто в разное время. При этом спектры распределения некогерентных элементов в базальтах толеитовой и щелочной серий разных ареалов сходны внутри серии, что указывает на близость исходных расплавов. Если предположить значительное участие коровой контаминации в генезисе базальтов, то необходим такой механизм дозирования корового материала в родоначальные расплавы, чтобы производные этой контаминации оказались одинаковыми во всех ареалах [Ярмолук и др., 1999], что маловероятно. Наряду с общими соображениями существуют определенные геохимические ограничения на участие контаминации в генезисе вулканических пород.

Известно, что добавление корового компонента к основным расплавам может учитываться в результате положительной корреляции $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с суммой щелочей, SiO_2 , $1/\text{Sr}$ (рис. 4.15), Ba/Nb , La/Nb , $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ [Fitton et al., 1988], La/Ta и Th/Ta [Loubet et al., 1988], хотя подобная взаимосвязь может быть вызвана и процессами ассимиляции – фракционной кристаллизации или эффектами частичного плавления [DePaolo, 1988]. Если в вулканиках Южно-Китайского региона признаки контаминации лав коровым материалом проявлены лишь среди раннепалеогеновых образований [Chung et al., 1997], а в более поздних базальтах практически отсутствуют [Chung et al., 1994; Flower et al., 1992], то в части базальтов Вьетнама и в базальтах на юге плато Хорат (Таиланд) отмечается позитивная корреляция между значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$. Для большей части базальтов Вьетнама характерен узкий интервал отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7036-0,7044), отмечается уменьшение величин $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$

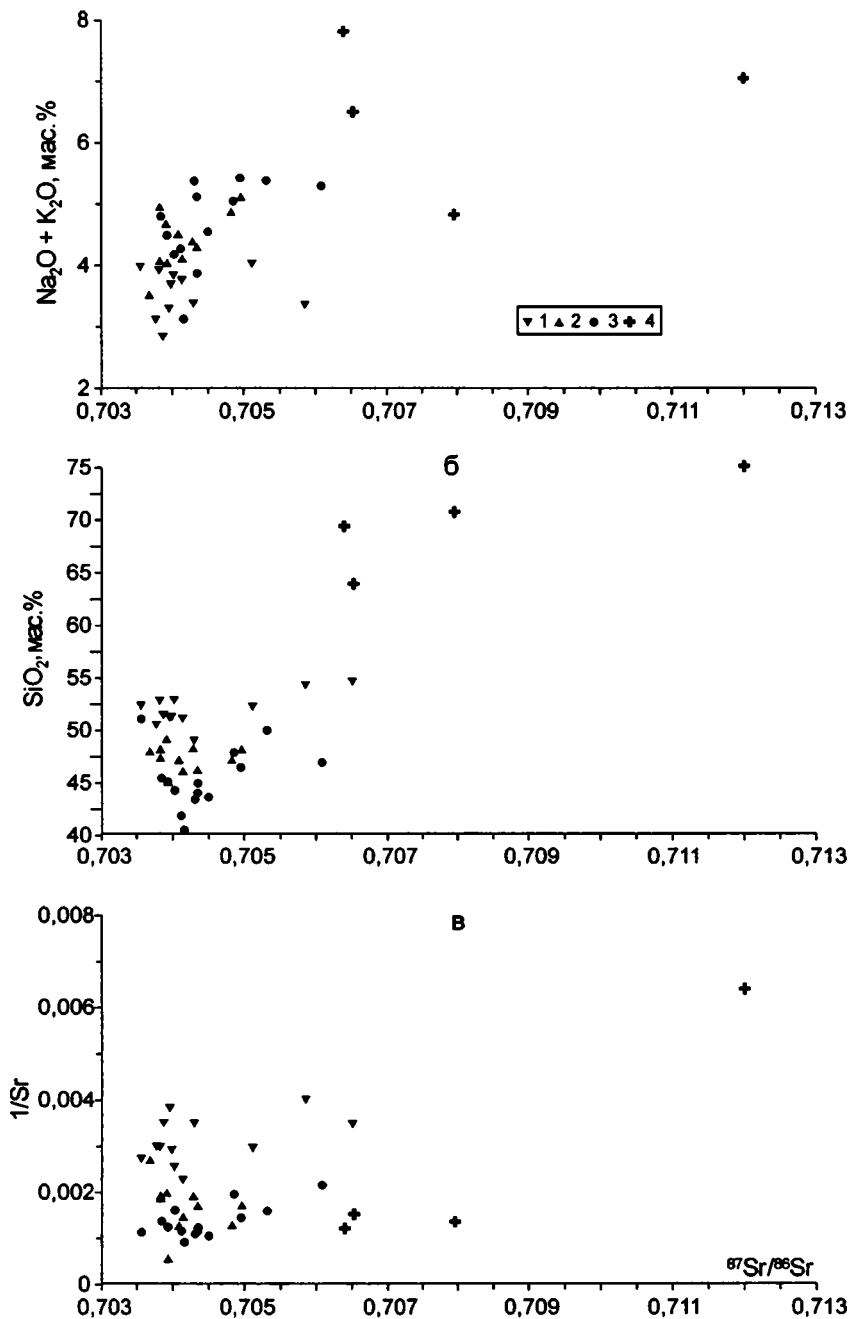


Рис. 4.15. Вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений в зависимости от $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (а), SiO_2 (б), $1/\text{Sr}$ (в) в кайнозойских породах Вьетнама

1 – кварцевые толеиты, 2 – оливиновые толеиты, 3 – щелочные базальты, 4 – ксенолиты гранитов и гранодиоритов

от пород нижнего комплекса к вулканитам верхнего внутри каждого ареала [Hoang et al., 1996]. Однако более высокие значения этих отношений наблюдаются в ортопироксенсодержащих кварцевых толеитах Дьен-Бьен-Фу, толеитах Хуан-Лок, Буон-Ме-Тхот, Плейку и кварцевых толеитах Шон Кау, а также в части щелочных базальтов подводного вулкана Иль-де-Цендр.

Возможны две точки зрения на эту проблему. Во-первых, можно предположить участие процесса контаминации коровым веществом в генезисе данных вулканитов. Вероятность данного процесса подтверждается присутствием многочисленных кварц-полевошпатовых обособлений, зерен кварца, а также ксенолитов гранитов и гранодиоритов, имеющих существенно более высокие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 4.15). Так, высокие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в щелочных базальтах вулкана Иль-де-Цендр сдвигают состав породы в сторону компоненты ЕМII (рис. 4.5), что позволяет предположить контаминацию расплавов коровым материалом, следы которого отмечаются в виде ксенолитов гранитоидов [Колосков, 1999].

Однако корреляция отношений $\text{MgO}/\text{FeO}_{\text{tot}}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в большей степени отражают плавление метасоматически обогащенного источника, чем непосредственную контаминацию коровым веществом. Необходимо отметить, что возрастание щелочности пород и Sr-изотопных характеристик происходит без увеличения кремнекислотности пород, что также свидетельствует в пользу избирательной контаминации коровым материалом, при которой в первую очередь распадаются низкотемпературные слюды и калишпат, а кварц все еще остается неусвоенным [Колосков и др., 2003]. Кроме того, наблюдаемые различия в изотопных отношениях между базальтами из различных секторов литосферы позволяют предположить [Zhou, Mukasa, 1997; Hoang, Flower, 1998], что воздействие обогащенной мантии доминирует над процессами коровой контаминации, и в большинстве вулканических ареалов Индокитая, как и всей восточной окраины Азии, имеются систематические изменения состава базальтоидов от преобладания компоненты ЕМII в толеитах ранней серии к заметному участию компоненты ЕМI в щелочных базальтах поздней серии.

В целом базальты Юго-Восточной Азии имеют высокие значения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}/^{204}\text{Pb}$, а их фигуративные точки на диаграммах располагаются выше линии NHRL (рис. 4.6), отражая участие источника с индоокеанскими изотопными метками (I-MORB). Характерно, что индоокеанский источник устанавливается как в офиолитовых комплексах основания тихоокеанских островных дуг [Tu et al., 1991; 1992], так и в базальтах поздних стадий раскрытия краевых бассейнов (рифт Сумису, Паресе Вела) [Flower et al., 2001]. Это дает основание полагать, что DUPAL-подобная астеносфера могла существовать здесь по крайней мере с раннего эоцена [Flower et al., 1998; 2001].

На диаграмме зависимости отношения Ba/La от $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (рис. 4.16) видно, что базальты юго-восточного Китая в целом отличаются низкими величинами Ba/La . Щелочные базальты вулканической провинции занимают область щелочных базальтоидов OIB, тогда как толеиты располагаются вдоль линии смещения деплетированной (MORB-подобной) и внутриплитной компонент источника.

Наиболее сложен и дискусионен вопрос об источнике обогащения магм. Сходство изотопно-геохимических характеристик обогащенных толеитов и щелочных базальтов юго-восточной окраины Азии и вулканитов ряда океани-

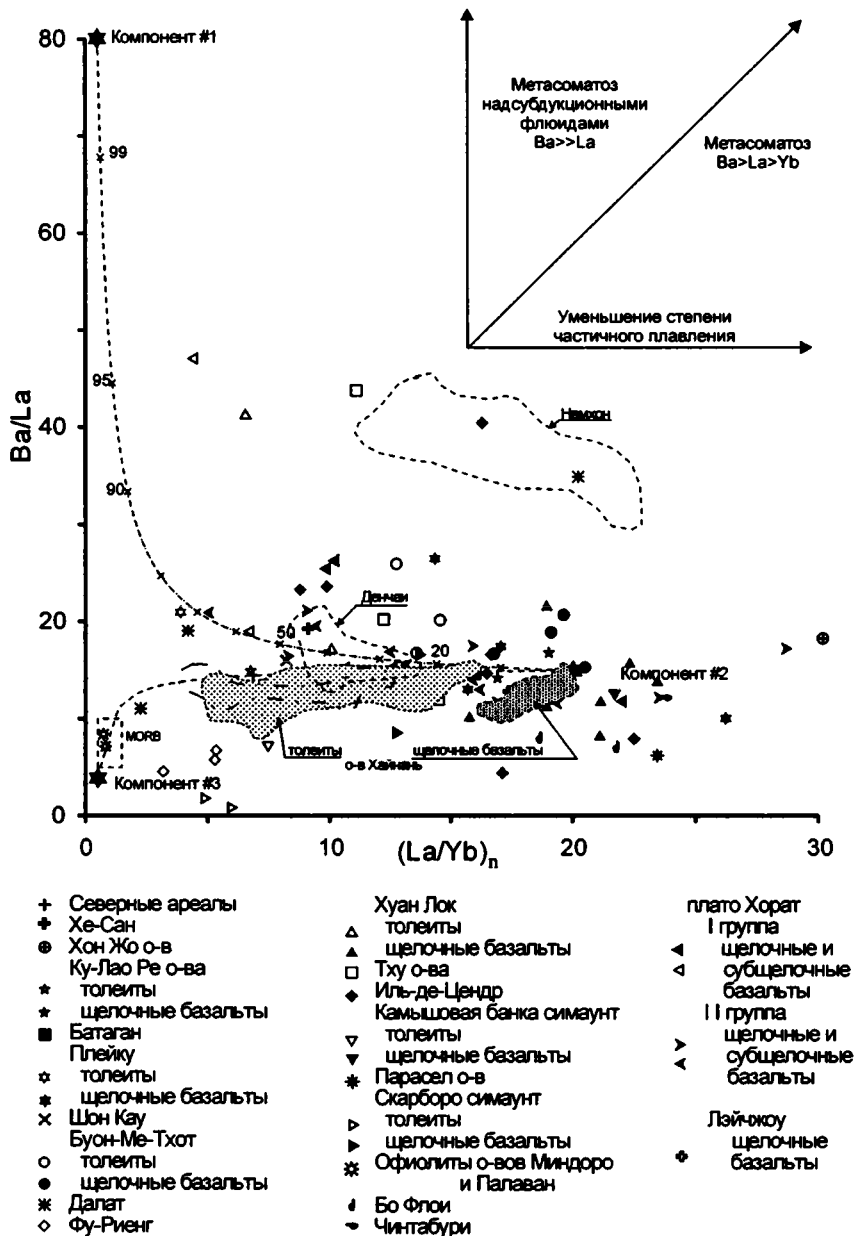


Рис. 4.16. Положение базальтоидов юго-восточного Китая, Индокитая и прилегающих районов на диаграмме $Ba/La - (La/Yb)_n$

ческих островов Тихого океана области SOPITA [Staudigel et al., 1991] дает возможность предположить связь внутриплитного вулканизма в регионе с деятельностью горячих точек, контролировавшихся побочным латеральным нижнемантийным плюмом [Maruyama, 1994]. В качестве альтернативного ис-

точника внутриплитных базальтов рассматривается субазиатский кратонный субстрат, деламинированный и инъецированный материалом астеносферы [Mahoney et al., 1992; Flower et al., 2001].

Положительная корреляция между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в базальтах (рис. 4.5б), наряду с отрицательной корреляцией между $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, предполагает, что существенную роль играли процессы смешения умеренно деплетированного астеносферного источника (I-MORB компонент) и обогащенным источником ЕМП [Tu et al., 1992; Chung et al., 1994; 1995; Zou et al., 2000 и др.].

Необходимо отметить, что в базальтах Юго-Восточного Китая с юга на север увеличиваются значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ при уменьшении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Zou et al., 2000] и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Chung et al., 1994]. Базальты северной части рассматриваемого региона (ареалы Нушань, Фаншань, Ташань) (рис. 4.1), имеющие наиболее деплетированные Sr-Nd отношения, могут отражать изотопный состав астеносферы, а присутствие в ней меток DUPAL-аномалии предполагает существование данной аномалии в астеносфере еще до процессов смешения с компонентом ЕМП [Zou et al., 2000]. Кроме того, находки ксенолитов деплетированных перидотитов указывают на существование фрагментов более древней литосферы в этой части региона [Xu et al., 2000]. Сходство изотопного состава базальтов материковой части Китая и Южно-Китайского моря свидетельствует о близости их мантийного источника [Tu et al., 1992; Chung et al., 1994]. Важно также подчеркнуть, что обогащенные геохимические и изотопные характеристики базальтоидов Южно-Китайского региона частично могли быть унаследованы от субконтинентальной литосферы [Chung, Sun, 1992; Tu et al., 1992]. Известно [Zindler et al., 1984], что в базальтоидах симаунтов обычно наблюдается согласованное изменение геохимического и изотопного состава. Так, более обогащенные несовместимыми элементами щелочные базальты симаунтов Скарборо имеют низкие величины $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Напротив, толеиты внешней зоны провинции Фуджань имеют более низкие значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и более высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, чем обогащенные несовместимыми элементами щелочные базальтоиды внутренней зоны, что отражает, вероятно, различный вклад материала либо субконтинентальной литосферы, либо вещества глубинного плюма.

Известно [Menzies et al., 1980 и др.], что внутриплитные метасоматические и надсубдукционные процессы являются основными факторами модификации континентальной литосферы с момента ее образования. Многочисленными работами по изучению состава глубинных ксенолитов из щелочных базальтов Южно-Китайского и Индокитайского регионов показано, что субконтинентальная литосфера в различной степени метасоматизирована [Колосков, 1999; Zhang, Cong, 1987 и др.].

Такие водонасыщенные фазы, как амфибол и флогопит, отмечаются в интерстициях части лерцолитов, а также известны в виде прожилков в ксенолитах сложного состава [Колосков, 1999; Zhang, Cong, 1987; Tatsumoto et al., 1992]. Лерцолиты в целом характеризуют деплетированный источник, имеющий низкие величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокие $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; редко отмечаются обогащенные изотопные отношения неодима с $\epsilon\text{Nd} -1$, а во многих ксенолитах изотопный состав свинца приближается к источнику ЕМП, располагаясь выше линии NHRL. Кроме того, фазовый состав ксенолитов гранатовых лер-

цолитов из базальтов внутренней зоны Фуджань отличается широкими вариациями отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при ограниченном интервале отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ [Zhou, O'Nions, 1986; Tatsumoto et al., 1992]. Они сходны по Sr-Nd систематике с вмещающими базальтами, что позволяет предположить метасоматическую переработку субконтинентальной литосферы в юго-восточной части Азии. Эти метасоматические компоненты могли образоваться либо при процессах древней субдукции, либо при процессах внутриплитного плюмового магматизма (EMI и EMII). Метасоматические компоненты могли также быть образованы в результате мезозойской субдукции под Южно-Китайской континентальной окраиной [Chung et al., 1994]. Хотя конвективный перенос изотопной аномалии DUPAL из района Южного полушария теоретически возможен [Hickey-Vargas, 1995], предполагается [Chung, Sun, 1992], что этот древний компонент также мог быть образован при деструкции континентальной кратонной литосферы в течение раскрытия Южно-Китайского моря.

При сходстве геохимического состава внутриплитных базальтоидов Южно-Китайского региона и Индокитая, существуют определенные различия в их изотопном составе, отражающие латеральную неоднородность мантийных источников в пределах Юго-Восточной Азии. Примечательно, что в отличие от южно-китайских базальтоидов, в базальтах Вьетнама при переходе от кварцевых толеитов раннего комплекса к щелочным базальтам верхнего увеличивается доля обогащенного компонента EMI и снижается EMII, что в целом согласуется как с изменением условий выплавления – от низкотемпературных для кварцевых толеитов к высокотемпературным для щелочных базальтов – так и с гетерогенностью мантийного диапира.

Наиболее наглядно гетерогенность глубинных источников базальтов Вьетнама демонстрируют диаграммы изотопного смешения (рис. 4.5б). По данным [Hoang et al., 1996], изотопный состав Sr и Nd в базальтах изменяется от I-MORB-подобного до обогащенного OIB-подобного. Часть базальтов, отличающихся низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Фу-Риенг, Далат, Буон-Ме-Тхот), располагается в поле базальтов Южно-Китайского моря [Tu et al., 1992] и о-ва Хайнань [Tu et al., 1991], другие (Дьен-Бьен-Фу, Ку-Лав/Пе, Хуан-Лок, Плейку, Шон Кау) смещены в область обогащенных составов и размещаются вдоль линии смешения деплетированной мантии и компонента EMII (рис. 4.5а).

Близкую картину смешения демонстрирует и диаграмма отношений Ba/La к $(\text{La}/\text{Yb})_n$ (рис. 4.1б) на которой видно, что вулканы Вьетнама отличаются сильной гетерогенностью, а их состав определяется как участием «чистых» компонент источников, так и их смешением. Большая часть фигуративных точек базальтов располагается вдоль линии смешения деплетированной мантии MORB-типа и внутриплитной компоненты, причем щелочные базальты тяготеют к области последней. Однако в части базальтов (толеиты Плейку, базальты о-вов Тху и Большая Катуйка) наблюдается сдвиг в сторону субдукционной компоненты, что связано, вероятно, с метасоматической переработкой расплавов.

На диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 4.6) базальты располагаются выше линии NHRL [Hart, 1988] образуя в целом субпараллельные тренды между составами с высокими и низкими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, причем базаниты ареала Хуан-Лок отличаются наиболее низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, тогда как базальты других ареалов более обогащены [Hoang et al., 1996].

Базальты первой группы плато Хорат, характеризующиеся умеренно деплетированным составом изотопов Nd, Sr и Pb, отвечающим источнику I-MORB, в то же время отличаются высокими содержаниями HFSE, высокими значениями Th/Yb и Ta/Yb, что позволяет предположить их связь с относительно обогащенным источником [Zhou, Mukasa, 1997]. Вариации в распределении петрогенных и редких элементов связаны главным образом с изменением глубины магмогенерации и степени плавления мантийного субстрата. Базальты Центрально-Тайского грабена (ареалы Бо-Флои, Денчаи, Чантабури и Та-Май) близки по составу базальтам первой группы плато Хорат. В них также отсутствует корреляция между кремнеземом или магнезиальностью, с одной стороны, и изотопным составом – с другой, присущая процессам коровой контаминации. Характерно отсутствие влияния обогащенного компонента EMI, наблюдаемого в лавах восточной части Китая [Tatsumoto et al., 1992], и незначительное присутствие компонента EMII, связанного, по мнению С. Мукасы с соавторами [Mukasa et al., 1996], с влиянием субдукционного компонента (рис. 4.5). Сходство химического и изотопного составов базальтов первой группы плато Хорат и Центрально-Тайского грабена с таковыми в вулканитах Юго-Восточного Китая (о-в Хайнань, постспрединговые симаунты Южно-Китайского моря) позволяет предположить общность природы магмогенерирующих источников для этих районов, связанных с обогащенной мантией [Zhou, Mukasa, 1997].

При сходстве с базальтами первой группы в распределении REE, базальты второй группы плато Хорат отличаются в целом более низкими концентрациями высоконесовместимых элементов. Изотопные характеристики базальтов позволяют предполагать, что их образование связано с астеносферным источником, контаминированным материалом литосферы. На диаграммах изотопных отношений Nd, Sr и Pb их фигуративные точки располагаются вдоль кривых смещения между компонентами, отвечающими умеренно деплетированному I-MORB и EMII (рис. 4.5, 4.6). Отсутствие минимумов в распределении HFSE позволили П. Жоу и С. Мукасе исключить верхнекоровый материал в качестве компонента EMII и предположить более глубокий источник контаминации [Zhou, Mukasa, 1997].

Основные выводы

1. В пределах Юго-Восточной Азии (Юго-Восточный Китай, Индокитай и прилегающие краевые моря) выделено несколько разновозрастных вулканических комплексов, связанных с обстановкой растяжения: раннетретичный, миоценовый, плиоцен-четвертичный и четвертичный. Раннетретичный комплекс образован вулканиками толеитовой серии, среди которых выделяются базальт-трахитовая и базальт-андезитобазальтовая ассоциации, а также базальтоидами щелочной, преимущественно калиевой, серии, тогда как в составе миоценового, плиоцен-четвертичного и четвертичного комплексов принимают участие преимущественно базальты толеитовой и щелочной серий.

2. Раннетретичные базальт-трахитовая и базальт-андезитобазальтовая ассоциации Юго-Восточного Китая отличаются сильной латеральной гетерогенностью состава. Базальты и андезитобазальты грабенов Хеюян и Лэйпин характеризуются умеренно низкими содержаниями HFSE при повышенных варьирующих концентрациях LILE, высокими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что наряду с отрицательной корреляцией $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и положительной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с содержаниями кремнезема и LILE позволяет предполагать существенный вклад корового материала в петрогенезис данных вулканитов. Вулканиты ареала Саншуи представлены бимодальной ассоциацией толеитов и трахитов, отличающейся умеренно высокими концентрациями HFSE и LILE в ее основных членах и резким обогащением в трахитах. Низкотитанистые калиевые базальтоиды (кокиты и абсарокиты) Китая и Вьетнама отличаются высокими содержаниями LILE относительно HFSE, отчетливым Ta-Nb минимумом, а также низкими отношениями Nb/U и Ce/Pb.

3. Большая часть миоценовых и позднекайнозойских вулканических центров Юго-Восточного Китая и Индокитая сформированы двумя эруптивными комплексами: ранним, представленным высококремниевыми, низкожелезистыми, низкотитанистыми кварцевыми и оливиновыми толеитами, реже трахиандезитами, определяющими литосферный тип мантийного источника, и поздним, образованным низкокремниевыми, высокожелезистыми, высокотитанистыми оливиновыми толеитами, щелочными базальтами и базальтами, редко трахибазальтами и трахитами, характеризующими астеносферный тип источника.

Обогащенные толеиты близки по составу базальтам OIB, характеризуются дифференцированным спектром REE. При переходе от кварцевых толеитов к щелочным базальтам увеличиваются значения La/Hf, Ta/Yb, Zr/Y, Ba/Sr, Th/Yb, La_n/Yb_n и уменьшаются Hf/Ta, Zr/Nb, $\text{K}_2\text{O}/\text{P}_2\text{O}_5$ и Ti/Zr. Результаты изотопных исследований толеитов свидетельствуют об изменении состава пород в пределах региона от слабодеплетированного до умереннообогащенного относительно BSE.

Плейстоцен-голоценовые вулканиты трога Окинава представлены бимодальной толеитовой базальт-риолитовой серией. Основные ее члены характеризуются относительно высокими концентрациями некогерентных элементов, подобными таковым в базальтах задуговых бассейнов, и изотопными отношениями Sr и Nd, аналогичными OIB (PREMA), и отличаются как сильной отрицательной Ta-Nb аномалией, так и межэлементными отношениями, сближающими их с надсубдукционными вулканитами.

Базальтоиды щелочной серии характеризуются относительно высокими содержаниями щелочей, высокими титана, фосфора и низкими алюминия. Концентрации некогерентных элементов высокие, близкие к таковым в щелочных внутриплитных базальтах OIB. Для щелочных базальтов характерен слабый Ta-Nb максимум.

4. В юго-восточной части Китая, Индокитае и прилегающих краевых морях изотопный состав базальтов в целом определяется смешением компонентов DM и EMII при слабо выраженных признаках компонента EMI, распознающегося в отдельных ареалах щелочных базальтоидов поздних комплексов [Flower et al., 1998; Hoang et al., 1996; Mukasa et al., 1996].

Повышенные (по сравнению с базальтами Тихого океана) величины $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) в рассматриваемых базальтах позволяют сделать вывод о развитии под юго-восточной окраиной Евразийского континента астеносферы типа Индийского океана (I-MORB, или DUPAL-подобной) [Flower et al., 1998; Tu et al., 1991 и др.].

ГЛАВА 5

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ

Результаты проведенных исследований в определенной степени позволяют выявить закономерности в распределении кайнозойского вулканизма в зонах растяжения на восточной окраине Азии в пространстве и во времени, установить причины латеральной зональности, оценить природу и особенности гетерогенности магматических источников, что представляет определенный интерес как для реконструкции геодинамических условий развития восточной окраины Азиатского континента, так и для понимания эволюции магматизма на протяжении кайнозоя.

Известно [Филатова, 1988; Тихоокеанская... 1991 и др.], что на востоке Евразии в меловое время происходило формирование протяженных окраинно-континентальных вулканических поясов. К середине раннего палеогена развитие надсубдукционных поясов завершилось, а край континента претерпел деструкцию и растяжение с образованием сдвигов, сбросов, грабенов, вплоть до окраинно-морских бассейнов. По мнению В.Е. Хаина [2001], значительная часть Тихоокеанского пояса образовалась в результате раскола и рифтогенеза континентальной окраины. Е.Е. Милановский и А.М. Никишин [1988] также относят Западно-Тихоокеанский пояс к рифтовым структурам. Западно-Тихоокеанская рифтовая система, по мнению этих исследователей, была наложена в конце мела на западную часть длительно (с рифея) развивавшегося Циркум-Тихоокеанского подвижного пояса, что обусловило своеобразие ее глубинного строения и специфику магматизма. Многочисленные ареалы кайнозойских вулканических пород, приуроченные к структурам растяжения, широко распространены на востоке Евразийского континента, различаясь разнообразием состава и временем формирования. Вместе с тем, намечаются определенные тенденции в развитии вулканизма, связанные как с геодинамикой региона, так и с особенностями источников магмогенерации.

Общей причиной возникновения структур растяжения на окраине континента явилась их связь с крупномасштабным воздействием удаленных сил [Леонов, 2001; Tarronnier et al., 1986]. На северо-востоке Азии – это аккреция гетерогенных террейнов, сопровождавшаяся шарьированием в позднеэоценовое время Эконайского и Емраваам-Пикасваямского террейнов, окончательным становлением Янранайской аккреционной призмы [Соколов, 1992], тектоническим скупиванием окраинно-морских комплексов Олюторского террейна [Казимиров и др., 1987]. Сближение и аккреция террейнов могли происходить в режиме «косого» столкновения [Федоровский, Скляр, 2001], что привело к

реактивации древних разломов и тотальному проявлению сдвиговых деформаций и, в конечном счете, формированию бассейнов типа «пулл-апарт».

На востоке и юго-востоке Азиатского континента коллизия Индийской плиты с Евроазиатской, начавшаяся в самом конце палеоцена и закончившаяся в среднем эоцене [Хаин, 2001; Peltzer, Tapponnier, 1988; Flower et al., 1998б и др.], привела к образованию системы сдвигов, сочетающихся со сбросами, вдоль которых формировались грабены и бассейны «пулл-апарт».

При схожести проявлений вулканической деятельности в кайнозойе на восточной окраине Азии обнаруживается, тем не менее, ряд различий в эволюции вулканизма, связанных, в первую очередь, с различиями в геодинамике отдельных частей региона.

Так, на северо-востоке Азии (в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе) выделяются три основные фазы растяжения (маастрихт-раннеэоценовая, неогеновая и раннеплейстоценовая), разделенные либо формированием окраинно-континентальных вулканических поясов (Западнокамчатско-Корякского и Олюторского), либо фазами регионального сжатия или аккреции [Федоров, Филатова, 1999]. Важно подчеркнуть, что в пределах Камчатской складчатой области и смежной с ней Олюторской, проявления внутриплитного вулканизма часто синхронны с накоплением надсубдукционных вулканических комплексов. Напротив, в центральной и юго-восточной частях окраины континента, начиная с раннего кайнозоя, вулканизм не связан с субдукционными процессами, и лавовые плато и щитовые вулканы маркируют зоны растяжения.

Сравнение химизма кайнозойских магматических пород зон растяжения на восточной окраине Азии обнаруживает ряд различных тенденций изменения характера магматической деятельности как во времени, так и на различающихся интенсивностью растяжения площадях.

Основные тенденции в эволюции кайнозойского вулканизма на восточной окраине Азии

Примечательно, что наибольшим разнообразием состава характеризуются ранние проявления постсубдукционного магматизма. На северо-восточной окраине Азии начало процессов растяжения относится к маастрихт-среднеэоценовому времени [Филатова, 1988]. В это время происходит накопление базальтовых толщ занимающих обширную площадь в Пенжинско-Анадырско-Корякского регионе (см. рис. 2.5), относящихся к толеитовой, субщелочной и щелочной сериям и отличающихся значительной латеральной неоднородностью химического состава.

Как было показано выше (см. главу 2), общим свойством базальтоидов является их обогащение высокозарядными литофильными элементами относительно крупноионных, что придает породам сходство с образованиями внутриплитных магматических серий. Однако степень обогащенности этими элементами различна в отдельных ареалах комплекса, а наличие резко выраженной Ta-Nb аномалии в толеитах большей части ареалов обуславливает их сходство с надсубдукционными вулканитами активных континентальных окраин. Кроме того, часть базальтов этого возраста близка по составу к MORB-типу.

Установленная латеральная зональность состава маастрихт-среднеэоценовых базальтоидов [Федоров, Филатова, 1999] выражена в смене калий-натриевой специфики химизма пород на востоке Пенжинско-Анадырско-Корякского региона на калиевую субщелочную и щелочную к северо-западу, в глубь континента, увеличении обогащенности пород в этом направлении легкими REE, уменьшении степени дифференцированности магм. Латеральные вариации позволяют предполагать гетерогенность природы магмогенерирующих источников. В целом, маастрихт-среднеэоценовый комплекс включает базальтоиды разных магматических серий (чаще комбинацию признаков последних), что предполагает участие в их генезисе нескольких магматических источников, соотношение в которых океанической деплетированной, обогащенной внутриплитной и субдукционной компонент меняется по площади в направлении от океана в глубь континента.

В Приморье и, в частности, на восточном Сихотэ-Алине наиболее ранние, связанные с растяжением магматические проявления представлены эоцено-олигоценовыми глиноземистыми толеитами, образующими также в северной и южной частях Сихотэ-Алиня совместно с кислыми эффузивами контрастную ассоциацию [Ростовский, 1976; Мартынов, 1999б]. Глиноземистые толеиты отличаются в целом повышенными, относительно надсубдукционных вулканитов концентрациями высокозарядных элементов и отношениями HFSE/LILE, что свидетельствует о существенном вкладе внутриплитной мантийной компоненты.

Наиболее ранние постсубдукционные вулканические образования в Корее, Восточном Китае и Вьетнаме представлены щелочными и субщелочными, преимущественно калиевыми образованиями. В Корее – это олигоценовые шошониты Намсок, которые, как показано выше, по химизму практически не отличимы от аналогичных пород вулканических поясов, источники которых формируются в надсубдукционном мантийном клине под воздействием флюидов из погружающейся океанической плиты. На диаграмме Ba/La–(La/Yb)_n, отражающей положение конечных составов трех компонентов – деплетированного MORB-подобного, внутриплитного обогащенного и субдукционного – и тренды их смешения (см. рис. 3.30), шошониты олигоцена тяготеют к области последнего, LILE обогащенного. Парадоксом является то, что субдукционная обстановка в олигоцене в этом районе Азии отсутствовала [Меланхолина, 1998; Объяснительная записка..., 2000].

В Северо-Восточном Китае раннепалеогеновый вулканизм спорадически проявлялся по всей площади региона и представлен в основном толеитовыми базальтами при подчиненной доле щелочных базальтоидов внутриплитной геохимической специализации. Примечательно, что несмотря на определенную латеральную гетерогенность все базальтоиды (за исключением базальтоидов Куаньдянь) имеют повышенные отношения $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), что типично для аномалии DUPAL Южного полушария [Hart, 1988].

На юго-востоке Китая картина несколько иная. Здесь наиболее ранние проявления кайнозойского рифтогенного вулканизма отличаются сильной гетерогенностью состава. Так, в ареале Хайдон позднеэоценовые-раннеолигоценовые калиевые мафические лавы характеризуются сильным Ta-Nb минимумом, высокими значениями LILE/HFSE и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при низких

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, что позволяет предположить существенный вклад субдукционного компонента в их генезис.

В провинции Жуандон раннетретичный вулканизм был проявлен в рифтогенных впадинах Саншуи, Хеюян и Лэйпин и представлен бимодальной (толеиты и трахиты) и базальт–андезитовыми сериями. Для всех базальтов характерен отчетливый Ta-Nb минимум, высокие $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкие отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Ранние, связанные с растяжением магматические проявления Вьетнама представлены олигоценовыми ультракалиевыми основными породами (кокинтами и абсарокитами) [Поляков и др., 1997; Flower et al., 1998a].

Итак, раннекайнозойский вулканизм восточной окраины Азии, начало которого обусловлено коллизийными процессами и разогревом подлитосферной части мантии при апвеллинге горячего материала, отличается сильной латеральной неоднородностью и представлен проявлениями толеитового, субщелочного и щелочного (преимущественно калиевого) типа. Геологические признаки (приуроченность к грабенам, структурам типа пулл-апарт, трещинный тип вулканизма и др.) указывают на формирование вулканитов в режиме растяжения. Негативная Nb-Ta аномалия на спайдерграммах в большей части базальтоидов, пониженные значения $(\text{Nb}/\text{Y})_{\text{ch}}$ и $(\text{Nb}/\text{Zr})_{\text{ch}}$ позволяют предположить существенный вклад литосферной субдукционной компоненты в их генезисе.

Определенный интерес для понимания природы постколлизийных процессов и процессов рифтогенеза представляет развитие щелочных калиевых пород на начальных этапах растяжения. Существуют две основные точки зрения на происхождение высококалиевых пород на окраине континента. Согласно первой из них [England, Houseman, 1989; Turner et al., 1996], калиевые расплавы образуются во внутримантийных обогащенных горизонтах, подвергнувшихся термальной эрозии [Gallagher, Hawkesworth, 1992], как ответная реакция на утонение и расширение по площади утолщенной литосферы при коллизии континентальных плит. Сочетание процессов апвеллинга астеносферы и утонения литосферы увеличивает потенциал температуры и благоприятствует возникновению расплавов. Однако, как было показано в работе [Flower et al., 1998a], основываясь на изучении глубинных ксенолитов [Griffin et al., 1998] и экспериментальных данных по равновесию минеральных фаз из вьетнамских базальтоидах [Hoang, Flower, 1998], обогащение флогопитом обычно незначительно по объему и ограничено нижней частью пограничного слоя между астеносферой и литосферой, наиболее чувствительной к перемещениям, что накладывает существенные ограничения на данную модель. Образование калиевых расплавов *in situ* также не объясняет приуроченность данных вулканитов к коллизийным сутурам и их характерную высокую магнезиальность, обогащение LILE и истощение HFSE по сравнению с другими внутриплитными расплавами.

Вторая модель образования высококалиевых расплавов, предложенная М. Флауэром с коллегами [Flower et al., 1998a], основывается на существовании субдукции континентального материала и преддуговой тектонической эрозии, предшествующих коллизии. Предполагается, что обводненная, обогащенная коровым материалом тугоплавкая литосферная мантия (RLM) удаляется из основной части литосферной плиты в процессе тектонической эрозии, обусловленной утолщением земной коры при орогении [Sacks, Secor, 1990], и материал астеносферы перетекает в результате высвобождения объ-

ема литосферной плиты [Davies, von Blanckenburg, 1995]. Процессы тектонической эрозии литосферы рассмотрены в работе [Hussong, Uyeda, 1981], где показано, что этот процесс также затрагивает литосферу в ответ на коллизионные астеносферные потоки. П. Сакс и Д. Секор показали, что разрыв субдуцирующей плиты достаточно частое явление, если не повсеместное в процессе континентальной коллизии, и оно распознается сейсмическими методами под некоторыми складчатыми поясами [Sacks, Secor, 1990]. Разрыв субдуцирующей плиты с отрывом нижней части пластины также рассматривается в качестве условия образования «астеносферных окон», связанных с коллизией микроконтинентов, например, в Индонезии, Новых Гебридах и Средиземноморском регионе [Wortel, Spakman, 1992]. Необходимо отметить, что важную роль в таком развитии играют крупные продольные сдвиги, возникающие на континентальных окраинах в случае косонаправленной по отношению к их простиранию субдукции [Хаин, Хаин, 1997; Ханчук, 2000].

Дж. Дэвис и Ф. Бланкенбург [Davies, von Blanckenburg, 1995] рассчитали условия разрыва литосферной плиты, сравнивая состояние прочности литосферы с изменением сил плавучести, происходящими в течение субдукции или поддвига континентальной коры, и пришли к выводу о вероятности столкновения поднимающихся астеносферных потоков в «окне» плите с утолщенной метасоматизированной литосферной мантией.

В общем виде модель М. Флауэра складывается из нескольких этапов (рис. 5.1), включающих:

А. Коллизию индентора (например Индии) с литосферной плитой форленда (например Евразией), сопровождающуюся орогенцией, поддвигом континентальной коры и утолщением обводненной литосферы.

Б. Перелом субдуцирующей плиты, позволяющий астеносфере проникнуть в «окно» плиты; продолжение орогенции; увеличение мощности аккреционных образований.

В. Начало расслоения обводненной литосферы в ответ на сходящиеся астеносферные потоки.

Г. Смешивание материала обводненной, контаминированной осадками литосферы с астеносферой при продолжающемся погружении реликтов литосферной плиты.

Данная модель объясняет как образование низкоплотностной, обогащенной калием мантии, так и деплетированной в отношении высокозарядных элементов тугоплавкой мантии, P–T условия которой выше стабильности флогопита (~7 Гпа и 1300°C). Подобные (т.е. ультракалиевые и деплетированные в отношении HFSE) водонасыщенные интерстиционные расплавы образовывались из малоглубинной флогопитсодержащей мантии в режиме начального растяжения и декомпрессии [Flower et al., 1998a].

Предпочтительность данной модели перед первой заключается в ее способности объяснить «зараженность» син- и постколлизионных магм субдукционными метками в местах сегрегации калиевых расплавов и показать, что расслоение коллизионно утолщенной литосферы может обеспечить необходимые термальные условия для декомпрессионного плавления, вызванного растяжением континентальной плиты и возможной циркуляцией горячих астеносферных ячеек [Smith, 1993].

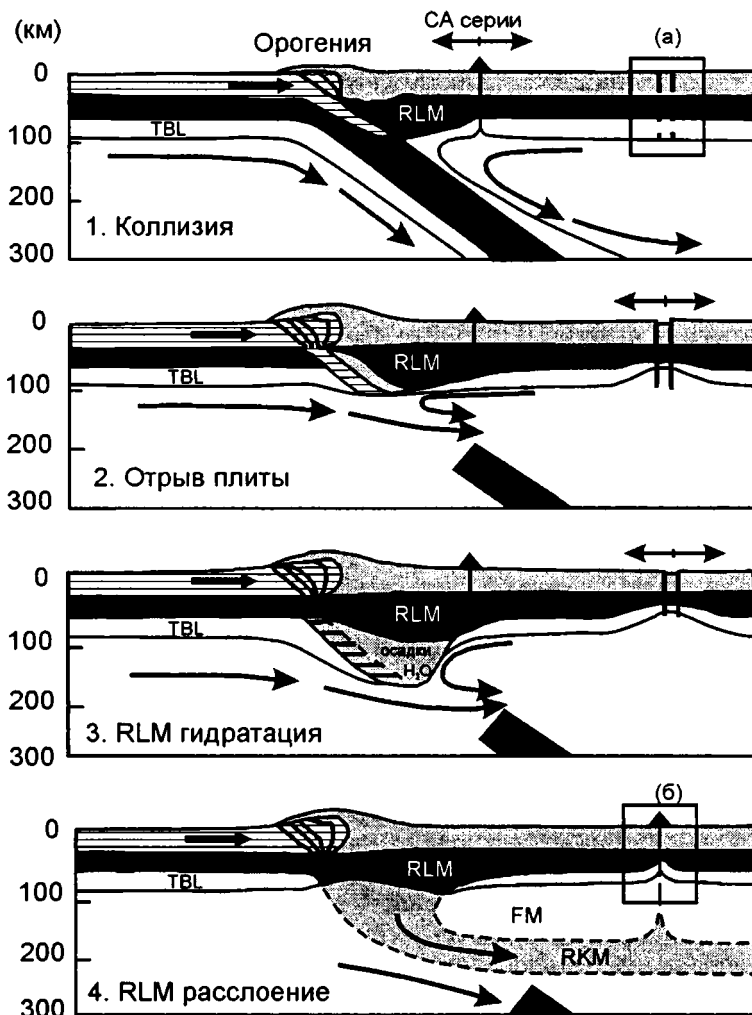


Рис.5.1. Модель образования высококальциевых расплавов [Flower et al., 1998_a]

RLM – тугоплавкая литосфера, TBL – термический раздел астеносферы и литосферы, RKM – источник высококальциевых магм, FM – окружающая обогащенная (fertile) мантия. Вставки (а) и (б) показывают местоположение зон магмогенерации в альтернативной первой модели. Объяснение модели см. текст

Начиная с миоцена и по исторический этап включительно, вулканическая деятельность в пределах континентальной окраины Азии (за исключением Камчатки и Олюторской зоны Корякского нагорья) была представлена продуктами преимущественно внутриплитной геохимической специализации.

Значительная часть вулканических ареалов имеет двучленное строение, связанное с двумя эпизодами вулканической деятельности. Нижний комплекс, как правило, образован потоками кварцевых или оливиновых толеитов (или их переслаиванием), связанных с извержениями трещинного типа, деятельность которых приурочена к протяженным разломам, а щелочные ба-

зальтоиды верхнего комплекса часто формируют постройки центрального типа, сопряженные со сдвигами.

На северо-востоке Азиатской окраины после поздний эоцен-олигоценового этапа надсубдукционного вулканизма, приведшего к формированию Запднокамчатско-Корякского вулканического пояса, с раннего миоцена возобновился базальтовый вулканизм, связанный с зонами растяжения [Федоров, Филатова, 1999]. Магматические комплексы миоценового и плиоцен-четвертичного возраста слагают разобщенные поля, которые в совокупности образуют полосы, протягивающиеся вдоль побережья Охотского и Берингова морей, а также формируют островные гряды в шельфовой части Берингова моря (см. рис. 2.1). Пространственное распределение отдельных вулканических полей и полос в целом контролировалось сбросами, обособляющими системы грабенов и горстов, а также сдвигами.

В северном Приохотье, на юге Чукотского п-ова, юго-востоке Корякского нагорья и островах Берингова моря в этом временном интервале преобладали извержения преимущественно щелочного базальтового вулканизма при подчиненной роли толеитового. Базальтоиды, характеризуясь высокими концентрациями некогерентных элементов, сопоставимы с вулканитами континентальных рифтов [Basaltic..., 1981].

Иной характер миоценовых вулканических образований свойственен восточной части Корякского нагорья. Здесь формировались базальты толеитовой (керекский комплекс Наваринского ареала) и переходной к умереннощелочной (Русскогорский ареал) серий. В базальтах этих ареалов превалируют свойства толеитов внутриплитной геохимической специализации. Однако для части их характерны пониженные концентрации TiO_2 , Ta-Nb минимум на спайдерграммах, предполагающие участие в их генезисе субдукционной компоненты.

В Восточном Сихотэ-Алине в раннем миоцене наряду с глиноземистыми толеитами в составе кизинского комплекса накапливались умереннокалиевые андезиты, шошониты и деплетированные толеиты (с долей субдукционной компоненты) [Petrova et al., 1996, Shimazu, Kawano, 1999; Okamura et al., 1998b; Есин и др., 1992а–г; 1994; 1995; Мартынов, 1995; 1999б]. Поздний миоцен-раннеплиоценовые толеиты и плиоценовые щелочные базальты внутриплитной геохимической специализации формируют обширные плато и отдельные вулканические постройки; примечательно, что в толеитах также отмечается Ta-Nb минимум.

В раннем миоцене в Корейско-Японском регионе реконструируется сложная латеральная магматическая зональность. На континентальной окраине (п-ов Корея и прилежащие площади Китая) накапливались своеобразные вулканиты комплекса Онсупхен и их аналоги. Эти породы умеренно обогащены некогерентными элементами, благодаря чему на диаграммах смешения тяготеют к внутриплитному компоненту (см. рис. 3.30). Однако породы комплекса Онсупхен отчасти наследуют субдукционные черты олигоценовых вулканитов, в частности, пониженные (по сравнению с остальными щелочными породами рассматриваемого региона) концентрации TiO_2 , а также относительно низкие концентрации Ta и Nb.

Иной характер раннемиоценовых вулканических образований свойственен юго-востоку п-ова Корея (зоне Яннам) и Японскому морю, находившемуся на стадии максимального раскрытия [Jolivet, Tamaki, 1992; Kaneoka et al., 1992]. Развитие магматизма на территории Японского моря протекало от сравни-

тельно обогащенных разностей к деплетированным. Возникшие на начальных стадиях рифтогенеза и рассеянного спрединга толеиты в целом характеризовались слабо обогащенными составами, близкими к толеитам типа E-MORB. Несколько повышенные содержания LILE и LREE на фоне истощения другими некогерентными элементами служат дополнительным доводом в пользу их обогащения субдукционным компонентом. Однако уже на начальной стадии раскрытия Японского бассейна здесь появились и более деплетированные разности, представленные частью пород нижних комплексов скважин 794 и 797. Породы верхнего комплекса скважины 797 знаменуют, видимо, стадию интенсивного спрединга и формирования океанической коры, поскольку их состав наиболее близок к N-MORB.

Наряду с процессом спрединга континентальные блоки в формирующемся окраинном бассейне испытывали рифтогенез, о чем свидетельствует локальное появление на о-ве Оки Дого нижнемиоценовых шошонитов, знаменующих начальную фазу деструкции континентальной коры, а также даек лампрофиров на о-ве Сикоку. Умеренно обогащенные толеиты (иногда с долей субдукционного компонента) накапливались в раннем миоцене и в примыкавших к Японскому морю зонах окраинно-континентального рифтогенеза на востоке Азии (в зоне Яннам Кореи).

Среднемиоценовый этап характеризовался неравномерным развитием магматизма в этой части региона. В Корее образовались единичные дайки щелочных базальтов зоны Пхохан, а на сопредельной территории Китая формировались отдельные ареалы щелочных пород и обогащенных толеитов возрастом 16,5–13,5 млн лет [Yun et al., 1993]. В грабенах Симане и Акита-Ямагата (о-в Хонсю), отражающих деструкцию континентальной коры, на этом этапе шло накопление толеитов, позже сменившееся образованием щелочных базальтов. В целом, несмотря на скудность проявлений среднемиоценового магматизма, все же щелочной его характер являлся определяющим для этого этапа. Это подтверждается и формированием в среднем миоцене небольших ареалов щелочных пород (в сочетании с обогащенными толеитами) на площади Чугоку о-в Кюсю и Хонсю, на южном обрамлении раскрывавшегося Японского моря [Iwamori, 1992; Morris, Kagami, 1989; Yagi et al., 2001]. Мало интенсивный щелочной вулканизм продолжался здесь и в позднем миоцене, тогда как для территории Корейского п-ова установлен позднемиоценовый перерыв в магматической деятельности [Федорчук, Филатова, 1993; Yun et al., 1993]. Судя по изотопно-геохимическим характеристикам миоценовые щелочные породы площади Чугоку и грабена Акита-Ямагата [Morris, Kagami, 1989; Yagi et al., 2001] были связаны с источниками внутриплитного типа, тогда как разновозрастные толеиты (отличающиеся от щелочных базальтоидов более низкой титанистостью) обнаруживают смешение трех компонентов: MORB-подобного, внутриплитного и субдукционного; причем решающее влияние на их формирование были оказаны двумя последними компонентами.

После практически амагматического позднемиоценового этапа в Корейско-Японском регионе вулканизм зон растяжения возобновился в плиоцене и продолжался вплоть до исторического времени. Магматические породы этого возраста формировали острова в Цусимском проливе и в завершившем раскрытие Японском море, а также образовали ареалы в юго-западной и цен-

тральной частях о-ва Хонсю. Это был этап преобладающего щелочного и умереннощелочного магматизма внутриплитного типа.

Почти все щелочные базальтоиды плиоцен-голоценового этапа северо-восточного Китая, Кореи, о-вов Чечжудо, Уллындю, архипелага Оки и площади Чугоку в Японии занимают область состава обогащенных внутриплитных серий, не выходя за пределы составов щелочных базальтоидов Гавайских о-вов [Chen, Frey, 1985] и Восточно-Африканских рифтов [Hart et al., 1989 и др.]. Однако некоторые щелочные вулканы этого возраста, например, ареалов Чугоку, Оки Дого и особенно ареалов Чхильбосан, несут признаки смешения внутриплитного и субдукционного компонентов, хотя в целом роль последнего в породах плиоцен-голоценового возраста резко сократилась. Уменьшился на этом этапе и объем толеитов. Единичные потоки плиоцен-голоценовых толеитов, спорадически распространенные в Корее, на о-ве Чечжудо и на площади Чугоку Японии, гетерогенны по составу и, очевидно, по генезису. Так, наиболее обогащенные толеиты о-ва Чечжудо по высокому содержанию Ti аналогичны щелочным базальтоидам и возникли, скорее всего, в результате увеличения степени парциального плавления магм, единых для обоих типов пород. Все остальные толеиты этого возрастного интервала содержат более низкие концентрации TiO₂ и несут признаки смешения различных компонентов. Примером смешения внутриплитного и субдукционного компонентов являются толеиты площади Чугоку. Толеиты ареала Анджу, лишенные признаков влияния субдукционного источника, возникли, вероятно, как результат смешения деплетированного и обогащенного внутриплитного компонентов. Единичные потоки наиболее деплетированных толеитов (например, в ареале Пэкту, а возможно, и в потоках Менган [Федорчук, Филатова, 1993]) тяготеют к MORB-составам.

Таким образом, развитие магматизма, связанного с зонами растяжения, в пределах Корейского п-ова, протекало от шошонитов олигоцена через нижне-среднемиоценовые щелочные базальтоиды (несущие также и признаки субдукционного компонента) к щелочным породам плиоцена-голоцена; единичные потоки толеитов среди щелочных пород не являлись определяющими для плиоцен-голоценового этапа. Несколько иная картина развития раннемиоценового вулканизма присуща акватории Японского моря. Здесь преимущественно щелочные базальтоиды континента сменились изотопно-деплетированными (Sr, Nd, Pb), маркировавшими стадию максимального раскрытия бассейна, тогда как в грабенах его южного обрамления шло накопление либо шошонитов (Оки Дого), либо умеренно деплетированных толеитов. Эволюция раннемиоценового магматизма в пределах окраинного моря характеризовалась сменой во времени умереннообогащенных толеитов деплетированными.

В целом, влияние субдукционного компонента в базальтах восточной окраины Азии резко сокращалось во времени: оно было определяющим в глиноземистых толеитах и шошонитах палеогена, уменьшилось в щелочных и толеитовых базальтоидах миоцена и становится незначительным (а чаще практически отсутствует) в плиоцен-четвертичных вулканитах.

Эта закономерность справедлива в основном для тех вулканических районов, где представляется возможным проследить развитие вулканизма на ограниченной площади на протяжении большей части кайнозоя, что относится в первую очередь к Пенжинско-Анадырско-Корякской области, Восточному

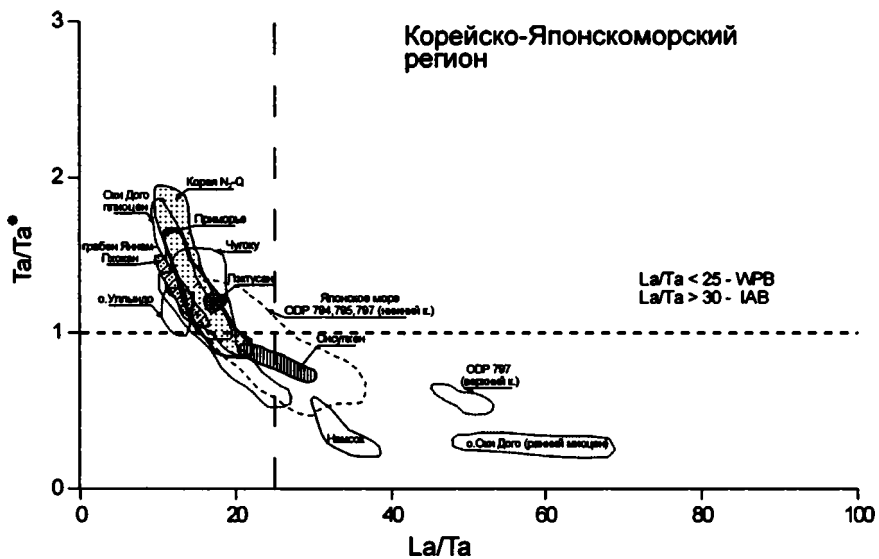
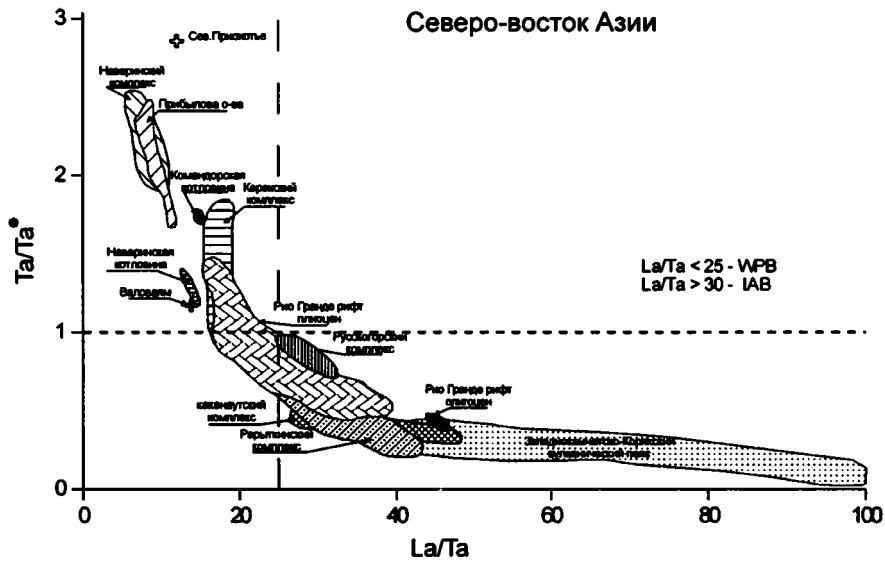


Рис. 5.2. Вариации La/Ta отношений и аномалии Ta в кайнозойских базальтах восточной окраины Азии

Аномалия Ta рассчитана исходя из соотношения: $Ta^* = Ta_{ch} / 0,5 \times (Th_{ch} + La_{ch})$

Сихотэ-Алиню, Корейско-Японскому региону. Эти данные хорошо иллюстрируются диаграммами вариаций отношений La/Ta в зависимости от распределения Ta-Nb аномалии, на которых видно уменьшение минимума и смещение фигуративных полей в область внутриплитных составов со временем (рис. 5.2). Близкую картину распределения мы видим и на диаграммах зависимости отношений Th/Yb и Hf/Ta (рис. 5.3).

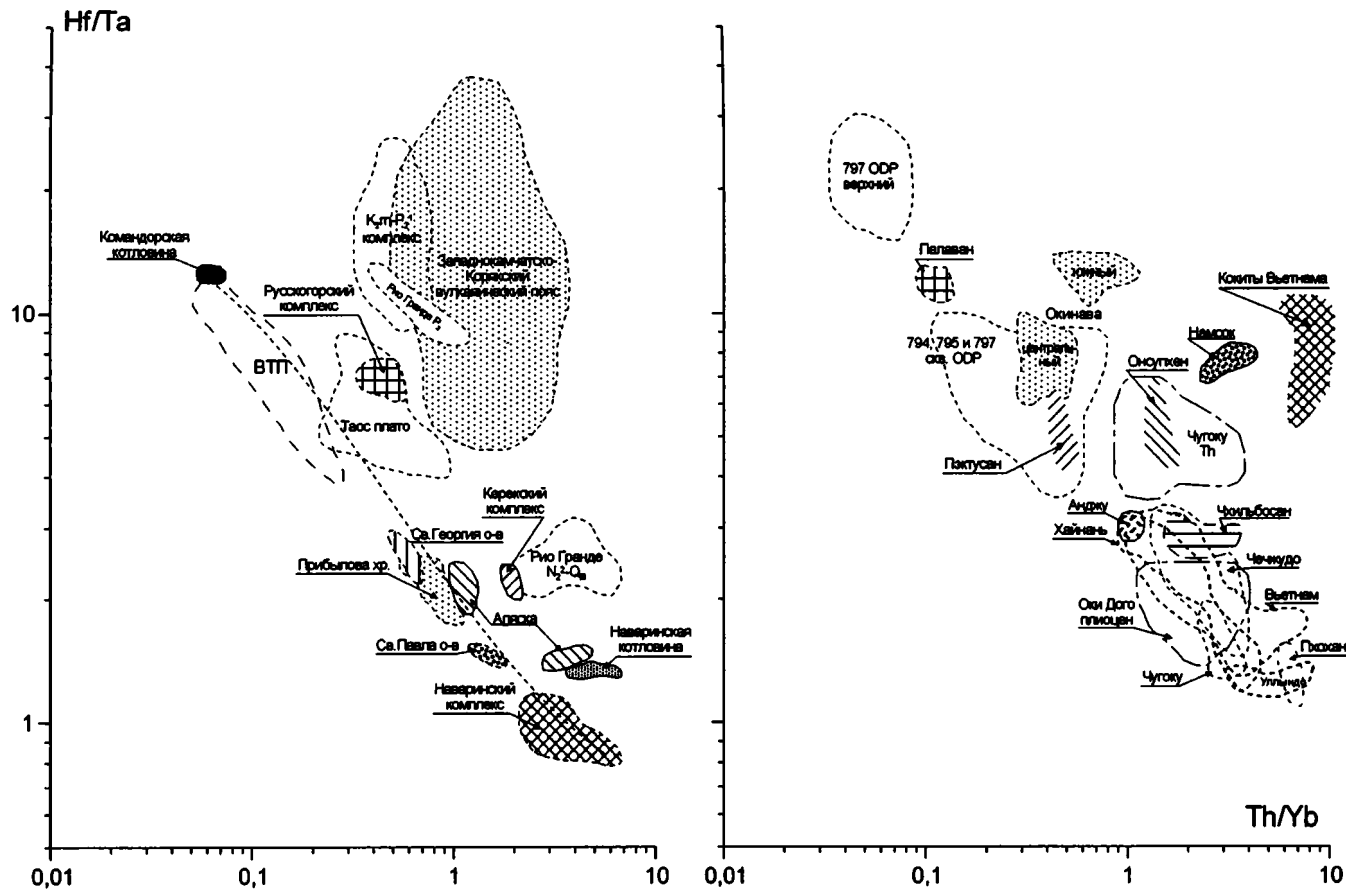


Рис. 5.3. Вариации Th/Yb и Hf/Ta отношений в кайнозойских базальтах восточной окраины Азии
Ссылки на литературные источники см. текст

На юго-восточной окраине Азии, как было отмечено выше, начиная с раннего миоцена преобладающим типом вулканизма становится щелочной и толеитовый внутриплитной геохимической специализации. Характерной особенностью толеитов этой части окраины является почти полное отсутствие в них признаков участия субдукционного компонента.

В раннем миоцене проявления вулканизма ограничены и представлены ареалами в юго-восточной части Китая (Ксинчан), на Тайване и Вьетнаме (Фу-Риенг и Далат), сложенными базальтами преимущественно толеитового типа.

В среднем–позднем миоцене наблюдается усиление вулканической деятельности, приведшей к образованию ряда ареалов как в континентальной части Юго-Восточного Китая, Вьетнама и Таиланда, так и на островах Тайванского пролива, сложенных также базальтами толеитовой серии, иногда переслаивающимися с щелочными базальтоидами.

Плиоцен-четвертичный этап вулканизма, охвативший значительную часть Южно-Китайского региона и Индокитай, отличается большей латеральной неоднородностью. Так, наряду с щелочным базальтовым вулканизмом в зоне Фуджань на юго-востоке Китая и о-вах Южно-Китайского моря, на п-ове Лэйчжоу и о-ве Хайнань проявился обширный толеитовый вулканизм, сменявшийся позже щелочным базальтовым. Проявления толеитового вулканизма, образующего самостоятельные ареалы, также отмечаются и в северном секторе Индокитая, тогда как в его более южных частях, как и в Таиланде, преобладают щелочные базальтоиды, слагающие либо отдельные вулканические поля, либо образующие верхние комплексы сложных ареалов.

В тропе Окинава в среднем плейстоцене–голоцене после амагматического этапа развития рифтогенной структуры проявился толеитовый бимодальный базальт-риолитовый вулканизм. Базальты и риолиты отличаются низкими концентрациями щелочей, толеитовым трендом дифференциации, обогащением LILE относительно HFSE и сильным Ta-Nb минимумом в базальтах, что в большей степени характерно для надсубдукционных вулканитов, отличая толеиты от базальтов задуговых бассейнов [Shinjo, 1999].

Латеральные ряды кайнозойских вулканических пород восточной окраины Азии

Резко выраженная латеральная зональность характерна для пород миоцена по трансекту п-ов Корея–Японское море–юго-запад о-ва Хонсю [Филатова, Федоров, 2001; 2003]. На краю континента интервал 23–15 млн лет включает щелочные базальтоиды, которые в наиболее ранних проявлениях (ареал Он-супхен) еще несут субдукционные метки, исчезающие в среднемиоценовых, типично внутриплитных щелочных долеритах зоны Пхохан. В Японском море в интервале 23–15 млн лет изливались толеиты типа E- и N-MORB, причем доля последних, наиболее деплетированных, возросла около 17–15 млн лет. Толеиты состава E- и N-MORB нижнего–начала среднего миоцена занимают прибрежные участки Азиатского континента (зону Яннам и район Сихотэ-Алиня). Близкого состава среднемиоценовые толеиты (14,2–12,9 млн лет) располагаются в грабенах приморской части о-ва Хонсю (грабены Симане и

Акита-Ямагата). Гетерогенность миоценового магматизма в Японском море подчеркивается и проявлением в фундаменте о-ва Оки Дого нижнемиоценовых шошонитов (19–18 млн лет).

Перерыв в разрезе магматических образований в пределах рассматриваемого региона установлен в интервале 13–6 млн лет, что нарушается лишь слабоинтенсивным позднемиоценовым вулканизмом на площади Чугоку (о-в Кюсю) и Хонсю. Плиоцен-четвертичный интервал всего рассматриваемого региона – от Китайско-Корейской континентальной окраины до юго-западной Японии включительно – представлен щелочными вулканитами внутриплитного типа (иногда дифференцированными до риолитов) с немногочисленными потоками толеитов. Отмечается спорадическая и незаконмерно латерально проявленная обогащенность плиоцен-четвертичных базальтоидов субдукционным компонентом: наиболее значительные субдукционные метки выражены в вулканитах края континента (ареалы Чхильбосан), тогда как в приближенных к Нанкайскому желобу базальтоидах о-вов Японского моря и площади Чугоку о-ва Хонсю эти метки весьма слабы или отсутствуют вовсе.

Выявленная латеральная зональность миоценовых вулканитов показывает, что на участках интенсивного растяжения – в Японском море и прилегающих грабенах континента – в раннем миоцене происходило накопление толеитов, которые вначале несли признаки влияния субдукционного компонента, а затем сменились наиболее деплетированными разностями. Выявленный незаконмерный характер латерального распределения вулканитов, обогащенных субдукционным компонентом, свидетельствует об отсутствии генетической связи этого компонента с зоной субдукции Нанкайского желоба.

Сходная картина латеральной неоднородности устанавливается и для ранне-среднемиоценовых вулканитов по трансекту о-ва Миндоро и Палаван–Южно-Китайское море–Вьетнам. На островах Миндоро и Палаван раннемиоценовые деплетированные толеиты рассматриваются как реликты раннего эпизода спрединга в Южно-Китайском море [Tu et al., 1992]. Постспрединговый этап вулканизма в Южно-Китайском море представлен базальтоидами симаунтов Скарборо, состав которых изменяется от оливиновых толеитов (13,9 млн лет) до трахибазальтов и оливиновых толеитов (9,9 млн лет) и щелочных оливиновых базальтов (3,5 млн лет) [Tu et al., 1992; Wang et al., 1986]. На краю континента (во Вьетнаме) в ранне-среднем миоцене изливались оливиновые и кварцевые толеиты внутриплитной геохимической специализации, сформировавшие нижние комплексы вулканических ареалов Плейку, Далат и Фу-Риенг, а также островов Ку-Лау-Ре шельфовой части Южно-Китайского моря.

Таким образом, кайнозойские вулканические образования зон растяжения восточной окраины Евразийского континента обнаруживают изменчивость как во времени, так и по латерали в зависимости от степени деструкции и интенсивности растяжения. Исследования этих вулканических пород выявили достаточно широкие вариации минерального и химического состава, которые позволяют проследить их общие закономерности.

Минералогические особенности вулканитов внутриплитной геохимической специализации

Минеральный состав и типы ассоциаций вкрапленников в существенной степени определяют петрохимические особенности пород, их серийную принадлежность. Среди вкрапленников вулканитов внутриплитной геохимической специализации наиболее распространена клинопироксен-оливиновая ассоциация, отмечаемая в базальтах практически всех серий, а также в части трахитов, тогда как клинопироксен-оливин-плагиоклазовая более типична для пород субщелочных серий. Флогопит-оливин-клинопироксеновая ассоциация встречается только в К-щелочнобазальтовой серии. В трахибазальтах и трахиандезитах наряду с клинопироксен-оливин-плагиоклазовой ассоциацией обычно также присутствуют ортопироксен и амфиболы. В трахитах отмечаются клинопироксен-оливиновая, клинопироксен-оливин-плагиоклаз-фельдшпатоидная и биотит-клинопироксен-плагиоклазовая ассоциации. В щелочных кварцевых трахитах и трахириолитах Камчатки, по данным О.Н. Волынца с соавторами [1990а] вкрапленники образованы клинопироксеном и калиевыми полевыми шпатами, а в комендитах отмечаются единичные вкрапленники биотита и калиевого полевого шпата.

Характерной чертой темноцветных минералов в вулканитах внутриплитной специализации является их повышенные титановость и кальциевость [Волынец, 1993] и отличные от надсубдукционных пород тренды эволюции (рис. 5.4).

Клинопироксены толеитовой серии характеризуются толеитовым трендом эволюции с образованием субкальциевого авгита в основной массе породы и отличаются от островодужных толеитов высокими концентрациями титана (а также Zr) и отсутствием (или крайне незначительным развитием) ортопироксенов. Толеитовый тренд наблюдается также в субщелочных базальтах шошонитовой серии, в которых наряду с обогащением Fs-миналом отмечается некоторый рост Wo-минала (рис. 5.4). В щелочных оливиновых базальтоидах внутриплитной геохимической специализации эволюция клинопироксенов идет в сторону титанистых салита и фассаита, а клинопироксенов дифференцированной базальт-комендитовой серии – в сторону ферроавгита, натровых геденбергита и эгирина. В трахибазальтах, трахиандезитах, а также части трахитов отмечается присутствие в основной массе субкальциевого авгита и ферроавгита. В базальтах К-щелочнобазальтовой серии эволюция клинопироксенов в целом близка к таковой в базальтоидах К-Na специализации: ядра вкрапленников сложены титанистыми хром-диопсидом и диопсид-салитом, а состав краевых зон смещен в сторону титанистого фассаита.

Обогащение титаном, как было отмечено О.Н. Волынцом [Volynets, 1994], характерно и для других темноцветных минералов внутриплитных вулканитов. Так, амфиболы из трахибазальтов базальт-комендитовой серии вулкана Белоголовский (Камчатка) и о-ва Оки Дого (Япония) представлены керсутитом, шошониты Камчатки и Вьетнама содержат вкрапленники титанистого гастингита, а субщелочные долериты в составе Каканаутского комплекса содержат амфиболы с концентрациями титана до 5,2% TiO_2 . Высокие содержания титана характерны и для флогопита и биотита из лав щелочных серий, максимальные концентрации TiO_2 (до 10%) наблюдаются в слюдах из трахитов и в основной массе калиевых базальтоидов.

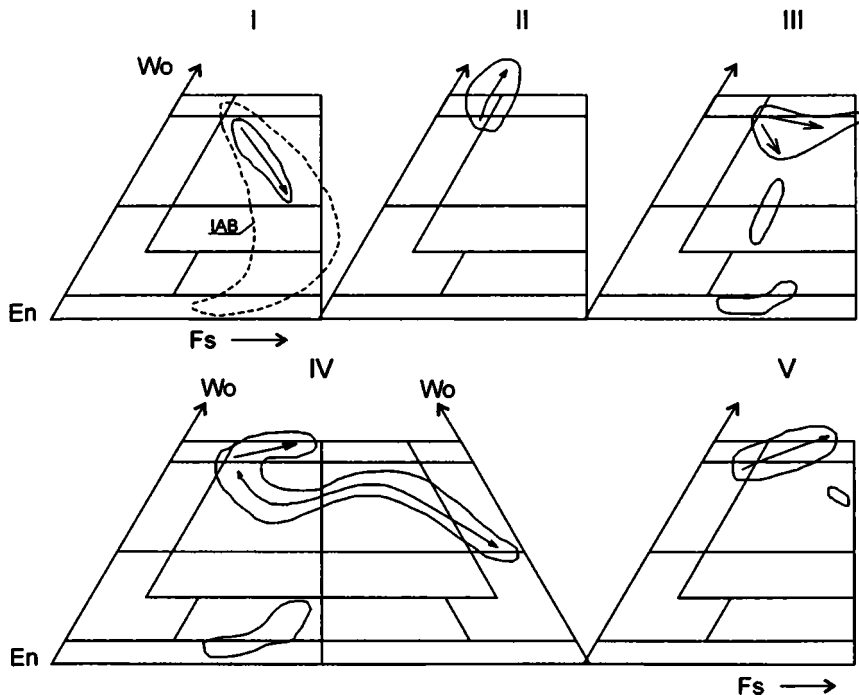


Рис. 5.4. Состав пироксенов в вулканических породах внутриплитной геохимической специализации [Волынец, 1993; Федоров и др., 1993 и др.]

I–V – поля составов пироксенов из пород разных серий: I – толеитовой, II – щелочнобазальтовой и щелочных базальтов-нефелинитов; III – шошонитовой, IV – щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовой, V – калиевой щелочной. Стрелками показаны тренды эволюции пироксенов

Состав оливина и плагиоклазов во внутриплитных базальтах близок по Fo-и An-миналам надсубдукционных вулканитов.

Примечателен состав включений шпинели из вкрапленников оливина в толеитовых и K-Na щелочных базальтоидах, характеризующихся высокими концентрациями алюминия и, в отличие от островодужного высокохромистого пикотита, крайне низкими содержаниями Cr_2O_3 . Напротив, включения шпинели в калиевых базальтоидах содержат до 55–60% Cr_2O_3 [Волынец и др., 1987].

В целом, особенности минерального состава кайнозойских вулканических пород внутриплитной геохимической специализации восточной окраины Азиатского континента (повышенная титановость темноцветных минералов, тренды эволюции клинопироксенов, высокая глиноземистость и низкая хромистость шпинели, присутствие нефелина и лейцита в основной массе щелочных базальтоидов) близки к таковым в породах соответствующих петрохимических серий континентальных рифтов [Волынец, 1993; Федоров и др., 1993 и др.]. Вулканиты K-щелочнобазальтовой серии [Волынец и др., 1987; Ноа et al., 1995; Поляков и др., 1997] в то же время по минеральному составу (высокохромистая шпинель, хром-диопсиды, хромистый флогопит и биотит, высокие концентрации бария в фельдшпатоидах) близки орденитам лампроитовой серии [Богатиков и др., 1991].

Петрохимическая систематика вулканических серий в зонах растяжения

На основании оригинального фактического материала и привлеченных литературных данных [Мартынов, 1999б; Сахно, Чашин, 1999 и др.] среди вулканических пород зон растяжения выделяется ряд петрохимических серий, характеризующихся свойствами пород внутриплитной геохимической специализации (рис. 5.5).

Среди пород толеитовой ассоциации:

- *Глиноземистая умереннотитанистая толеитовая серия*, свойственная инициальным стадиям проявления вулканизма в зонах растяжения на окраине континента. Базальты серии в наиболее полном объеме составляют маастрихт-среднеэоценовый комплекс в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе и эоцен-олигоценый комплекс Приморья. Общей особенностью базальтов серии являются низкая или умеренная калиевоcть, высокая глиноземистость, обогащение HFSE (кроме Ta и Nb) относительно LILE, низкие отношения изотопов Sr, Ta-Nb минимум в породах большей части ареалов (рис. 5.5).

- *Высокотитанистая толеитовая серия*. Серию образуют неогеновые комплексы востока Корякского нагорья (иногда в ассоциации в дацитами), Восточного Сихотэ-Алиня, Восточного Китая, Кореи, Индокитая и прилегающих окраинных морей, а также плиоцен-четвертичные на юге Китая и островах Берингова и Японского морей; в меньшем объеме толеиты известны в составе раннекайнозойских вулканических комплексов. Среди базальтов, составляющих данную серию, выделяются *Ol*- и *Qtz*-нормативные толеиты. Породы характеризуются высокими концентрациями HFSE, характерными для внутриплитных образований, варьирующими содержаниями LILE, фракционированным спектром распределения REE, причем степень обогащения возрастает от кварцевых к оливиновым разностям (рис. 5.5). Примечательной особенностью толеитов данной серии является изменчивое поведение Ta и Nb: часто толеиты обладают Ta-Nb минимумом на спайдерграммах, крайне редко отличаются обогащением этими элементами, тогда как в толеитах большей части Китая, Индокитая и Аляски отсутствует как отрицательная, так и положительная Ta-Nb аномалии.

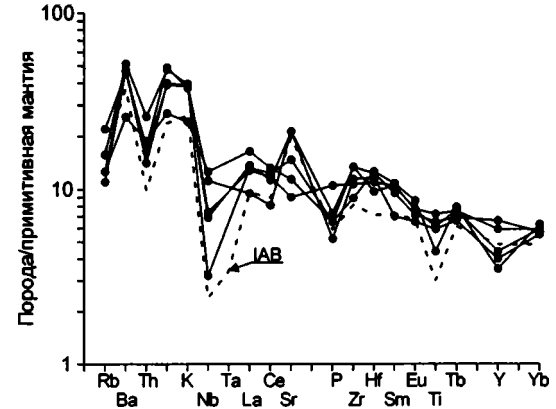
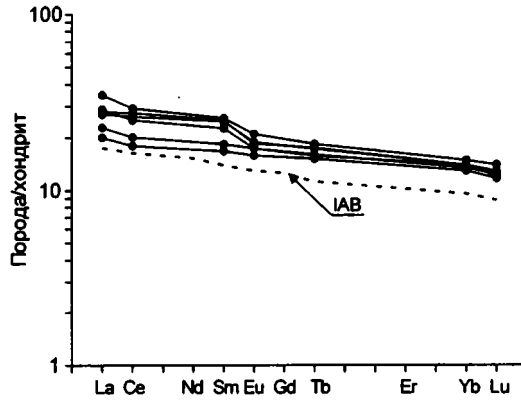
Наряду с толеитовыми сериями внутриплитной геохимической специализации, среди постсубдукционных вулканитов известна *базальт-риолитовая толеитовая*, образованная плейстоценовыми вулканитами трога Окинава (рис. 5.5).

Среди пород щелочной ассоциации по соотношению K_2O и Na_2O выделяются две основные серии: калий-натриевая и калиевая, разделяющиеся в свою очередь на ряд петрографических серий.

- *Калий-натриевая серия* по степени дифференциации в пределах определенных вулканических ареалов может быть разделена на несколько подсерий: *щелочнобазальтовую*, пользующуюся наибольшим распространением в пределах Азиатской окраины и включающую наряду с щелочными оливиновыми базальтами также базаниты, муджиериты и гавайиты (рис. 5.5); *щелочных базальтов-нефелинитов*, развитых преимущественно на островах шельфовой зоны Берингова моря, а также на о-ве Парасел и в Таиланде; *щелочнобазальт-трахибазальт-трахит-комендитовую* (рис. 5.5д), слагающую, например, вулкан Белоголовский на Камчатке; *щелочнобазальт-трахит-фонолитовую*

Толeutовая серия

а: Глиноземистые умереннотитанистые базальты



б: Высокотитанистые толеиты

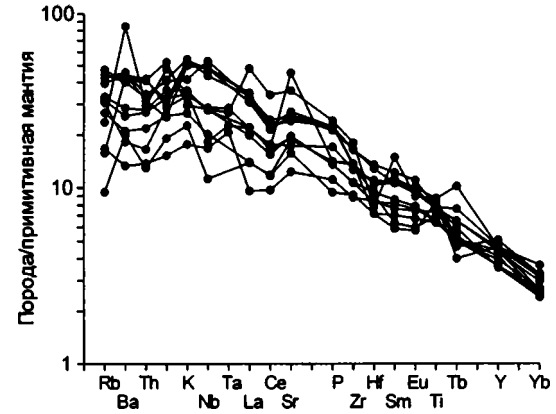
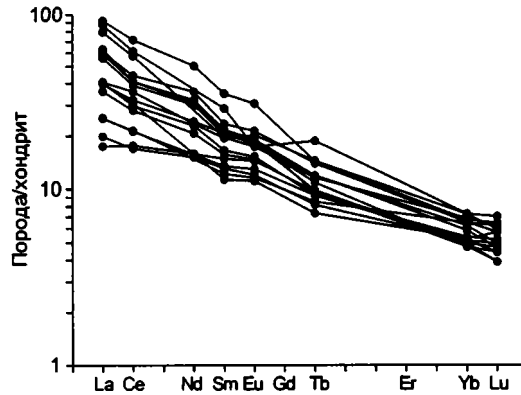


Рис. 5.5. Распределение редких и редкоземельных элементов в вулканических породах различных петрохимических серий

Толeutовая серия

в: Базальт-риолитовая (дацитовая) серия

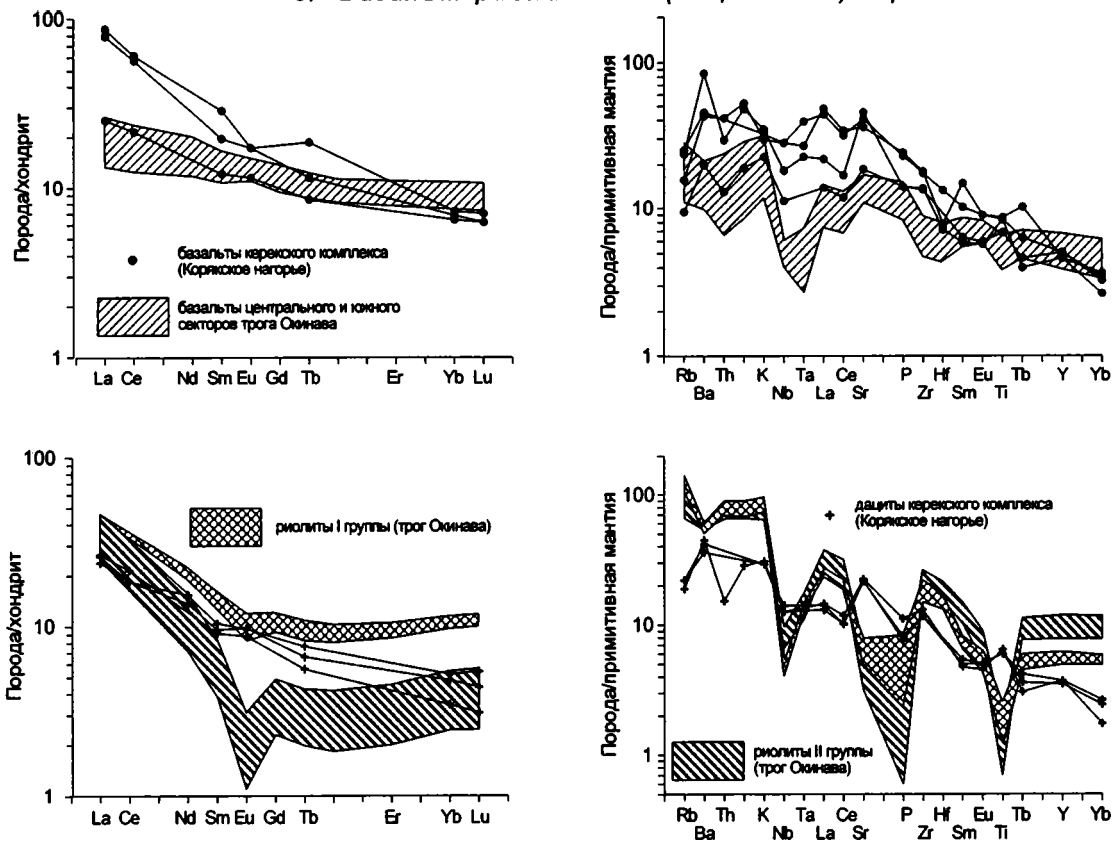
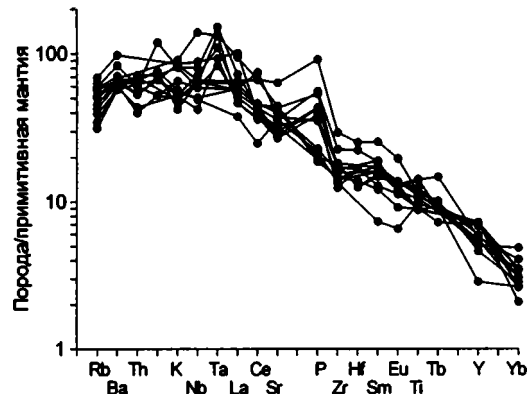
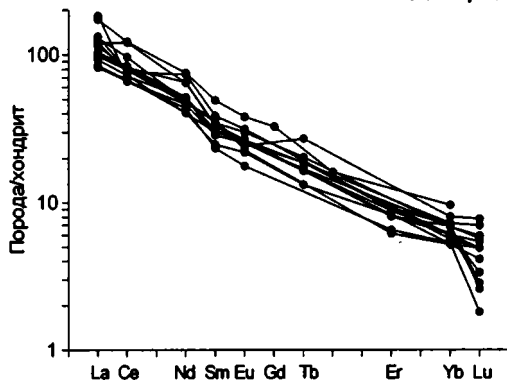


Рис. 5.5. Продолжение

Щелочная серия
 г: Щелочные базальтоиды



д: Щелочнобазальт-трахибазальт-трахит-комендитовая серия

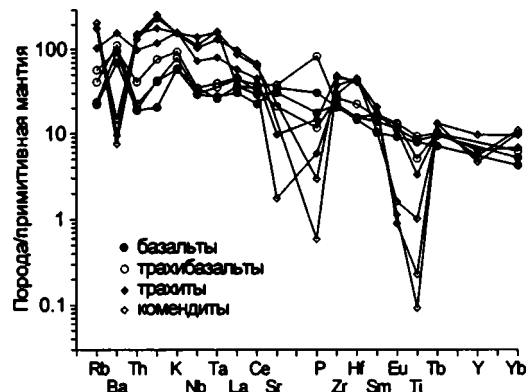
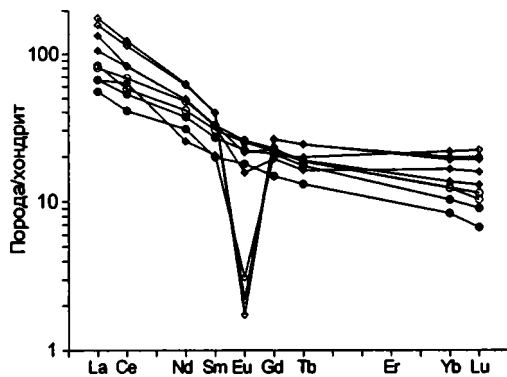
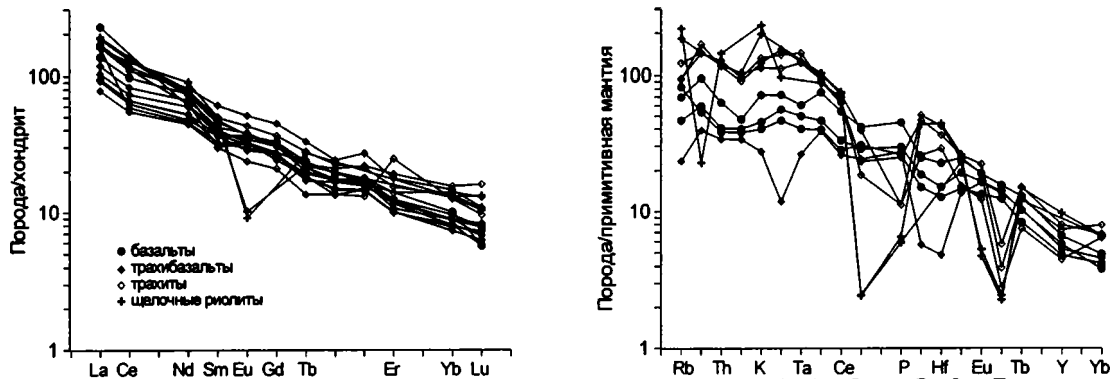


Рис. 5.5. Продолжение

Щелочная серия

е: Щелочнобазальт-трахит-трахириолитовая серия



ж: Шошонит-латитовая серия

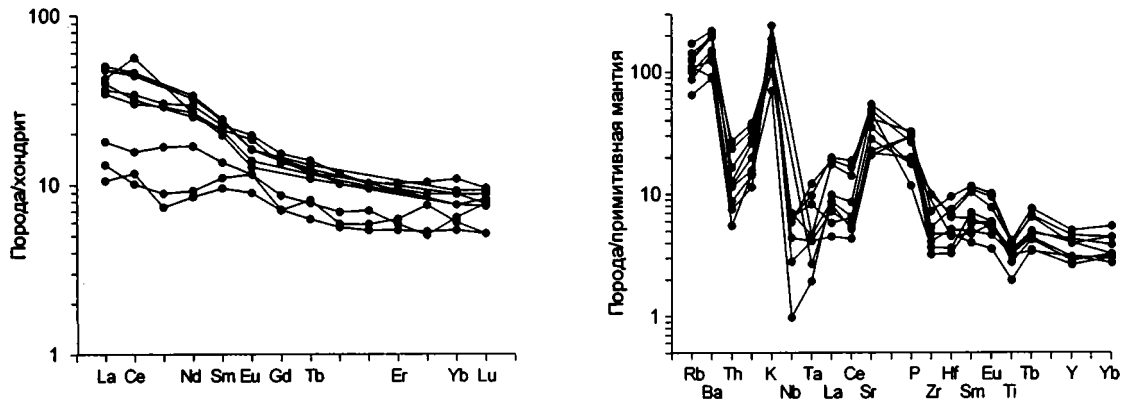
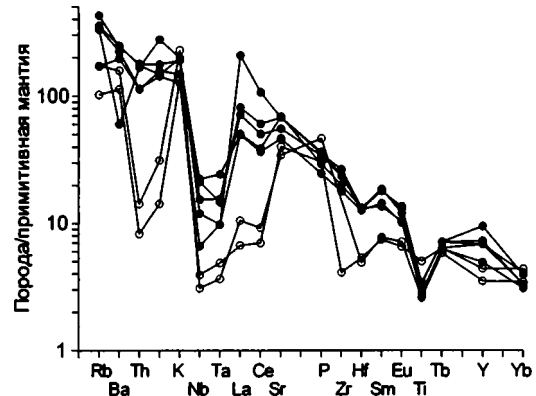
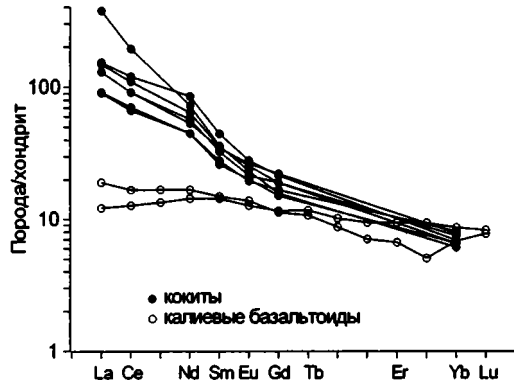


Рис. 5.5. Продолжение

Щелочная серия

з: Калиевая базальтовая низкотитанистая серия



и: Калиевая базальтовая высокотитанистая серия

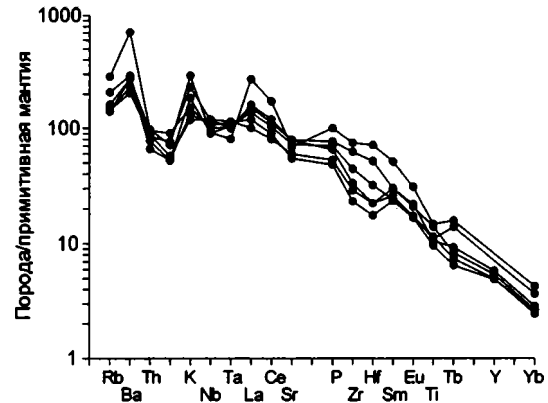
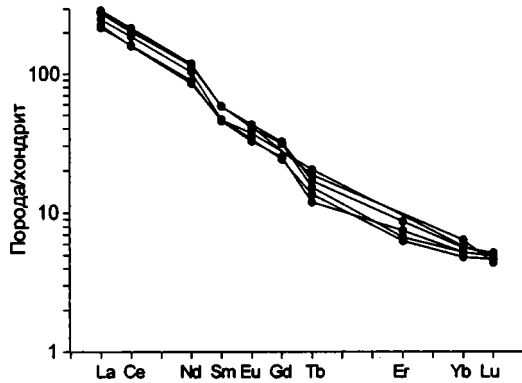


Рис. 5.5. Окончание

вую-(бенморейтовую), известную на о-вах Чечжудо, Уллындо Оки Дого и др.; щелочнобазальт-трахит-трахириолитовую (рис. 5.5), слагающую поздние комплексы на о-вах Оки Дого, вулкан Пэктусан, Чаньбаошань, а также меланефелинитовую, образующую вулканы северной Охотии и Энмеленской группы южной Чукотки.

Щелочные базальтоиды серии характеризуются крайне высокими содержаниями некогерентных элементов, сильно фракционированным распределением REE и по этим характеристикам соответствуют щелочным базальтоидам зон континентального рифтогенеза. Необходимо подчеркнуть, что во всех щелочных базальтоидах отсутствуют Sr максимум, а Ta-Nb минимум отмечается лишь в умереннощелочных разностях базальтоидов.

Средние-кислые породы серии, как правило, наследуют особенности редкоэлементного состава базальтоидов. Однако, как показывают расчеты по петрогенным [Волынец, 1993 и др.] и малым элементам, щелочные базальты не связаны механизмом кристаллизационной дифференциации со средними-кислыми породами, и родоначальными для трахитов, комендитов и щелочных риолитов являются расплавы трахиандезитобазальтового состава.

Умереннощелочные базальты, по соотношению кремнезем-щелочи относящиеся также к щелочной серии, отличаются более низкими концентрациями LILE и HFSE, варьирующим поведением Ta и Nb, меньшим обогащением LREE и близки по составу обогащенным толеитам. Примечательно, что в части базальтов (например Пэктусана и Тхончхона) отмечается слабый Ta-Nb максимум, а базальтах Чхильбосана – сильный минимум, при отсутствии аномалии в умереннощелочных базальтах других ареалов.

Калиевая серия включает три основные петрографические серии:

- *Шошонит-латитовую*, образующую как самостоятельные вулканические комплексы на юге Корякского нагорья и Центральной Камчатки, в Корее (Намсок) и островах Оки Дого и маркирующую начальные фазы растяжения, так и ассоциирующую с калиевыми базальтоидами лампроитового типа (Западная Камчатка) или с толеитами (Совгаванский ареал). Вулканиды по петрохимическим свойствам близки аналогичным надсубдукционным породам и характеризуются низкими концентрациями титана, отчетливой калиевой специализацией, высокими содержаниями LILE относительно HFSE и ярко выраженной Ta-Nb аномалией (рис. 5.5).

- *Калиевую базальтовую низкотитанистую*, включающую калиевые базальтоиды лампроитового ряда Западной Камчатки, а также кокиты и абсарокиты Северного Вьетнама и Восточного Китая. Вулканиды характеризуются высокой калиевостью и магнезиальностью, имеют более высокие, по сравнению с породами шошонитовой серии, содержания Rb, Cs, LREE, сидерофильных элементов, и пониженные – Sr, Ba. Для всех типов пород характерен Ta-Nb минимум (рис. 5.5). К этой же серии могут быть отнесены и калиевые базальтоиды восточной части Шуфанского плато, отличающиеся меньшей магнезиальностью.

- *Калиевую базальтовую высокотитанистую*, объединяющую лейцитовые базаниты Северо-Восточного Китая (ареалы Удалянчи, Эркешань, Гэлоу, Нуомин и Цяугулихе), а также вулкана Болонского. Базальтоиды отличаются высокими концентрациями калия, титана, а также сильным обога-

щением LILE и LREE, пониженным содержанием HFSE при отсутствии Ta-Nb минимума (рис. 5.5). Для всех пород характерно сильно дифференцированное распределение REE.

Касаясь вопросов геохимической типизации рифтогенных вулканических образований на окраинах континентов, необходимо отметить следующее. На ранних этапах развития зон растяжения иногда формируются вулканические комплексы, сложенные породами или шошонитовой серии (олигоцен Кореи, ранний миоцен Оки Дого), или дифференцированной умереннокалиевой известково-щелочной (палеоцен Западной Камчатки). Однако, в отличие от пород типичных надсубдукционных серий, эти комплексы связаны с трещинными излияниями и приурочены к зонам деструкции и растяжения, включая сдвиги и грабены. Парадоксом также является то, что субдукционная обстановка в данное время на востоке азиатского континента отсутствовала [Меланхолина, 1998; Объяснительная записка..., 2000; Филатова и др., 1999]. Таким образом, имеющие субдукционные свойства вулканы возникли при начальном растяжении края континента, что вызвало декомпрессию и функционирование малоглубинного источника. Источником магматических расплавов, как предложили Т.И. Фролова и И.А. Бурикова, является субконтинентальная литосфера, а также прогревавшие ее выше температуры солидуса горячие расплавы и флюиды, образование которых связано с мантийными диапирами [Фролова, Бурикова, 1999].

Предполагаемые источники магматизма

В отношении природы источников, обусловивших кайнозойский магматизм зон растяжения континентального края Евразийского континента, нет единого мнения, что приводит к возникновению прямо противоположных взглядов на роль материала субконтинентальной литосферы или более глубоких слоев мантии в процессе вулканизма.

Существующие на сегодняшний день модели образования магм внутриплитной геохимической специализации в условиях континентальной окраины можно условно разделить на две группы: субдукционную и плюмовую. Согласно первой [Ringwood, 1990; Walker et al., 1995], источником обогащения внутриплитных магм некогерентными элементами является то же самое вещество субдуцируемой океанической плиты, экстракция из которого редких элементов в условиях повышенного давления водного флюида [Соболев, 1997] может определять геохимический тип островодужных магм. Различия в концентрациях высокозарядных элементов и, в первую очередь, Ta, Nb, Ti и Zr между надсубдукционными и внутриплитными магмами определяются различным поведением титанатов (рутила, сфена, перовскита), основных концентраторов этих элементов в условиях эклогитовой фации равновесия [Kelemen et al., 1993; Stolz et al., 1996; Green, 1995]. Известно [Tatsumi et al., 1986; Green, Pearson, 1987; Green, 1995], что Ta и Nb отличаются низкой растворимостью во флюиде и собственно флюидный механизм не в состоянии обеспечить насыщение надсубдукционных магм этими элементами, что, в конечном счете, приводит к обеднению в них Ta, Nb и Ti относительно калия и LREE. Частичные выплавки непосредственно из материала субдуцирующей

плиты (мантийного клина) будут иметь кремнекислый состав [Ryerson, Watson, 1987; DePaolo, Johnson, 1979] и, соответственно, низкие концентрации Ta, Nb и Ti. На больших глубинах (>150 км) рутил и другие титанаты нестабильны, тогда как частичные выплавки характеризуются более основным составом и становятся более обогащенными HFSE.

К данной группе относится и модель М. Регана и Дж. Гилла [Reagan, Gill, 1989], согласно которой базальты с внутриплитными характеристиками в надсубдукционной обстановке образуются только когда CH_4 -обогащенные расплавы мигрируют из глубинных частей астеносферы сквозь субдуцируемую плиту и вовлекаются в петрогенезис. Можно предположить, что данная модель может быть приемлема при объяснении образования щелочных базальтов Валовоймского ареала перешейка Камчатки.

В ряде публикаций [Мартынов, 1999б; Okamura et al., 1998 и др.] раскрытие краевых морей и соответствующий кайнозойский магматизм с внутриплитными геохимическими характеристиками на окраине континента объясняются их тыловодужным положением относительно кайнозойских островных дуг. Маловероятность этих заключений, на наш взгляд [Федоров и др., 1996; Федоров, Филатова, 1999; Федоров, Колосков, 1999; Филатова, Федоров, 2001; 2003 и др.] состоит в том, что субдукционная обстановка на востоке Азии отсутствовала по крайней мере начиная с раннего эоцена [Меланхолина, 1993; Объяснительная записка..., 2000; Филатова и др., 1999]. Так, рядом исследователей [Nakamura et al., 1989; 1990; Shuto, Yashima, 1990 и др.] показано, что связанный с субдукцией островодужный магматизм в юго-западной части Японских островов в раннем и среднем миоцене отсутствовал, поскольку начавшиеся погружаться под нее океанические плиты еще не достигли магмогенерирующих зон. Таким образом, раннемиоценовый магматизм Японского моря, равно как и раскрытие последнего, не могли быть следствием тыловодужных процессов над зоной субдукции.

Модели, составляющие вторую группу, можно разделить на связанные либо с пассивным (в результате декомпрессии) апвеллингом астеносферы, либо рассматривающие вулканические породы как образовавшиеся в результате активного (нижнемантийный плюмовый источник) диапиризма.

Первый подход базируется на «плюм-пудинговых» моделях, согласно которым в условиях апвеллинга, растяжения литосферы и декомпрессии MORB-подобный астеносферный матрикс («пудинг») либо смешивается с материалом субконтинентальной литосферы («плюмом») [Chung et al., 1994], либо контаминируется субдуцированными пелагическими осадками [Cousens, Allan, 1992]. Необходимо отметить и важную роль процессов взаимодействия литосферных плит, приводящих, наряду с утонением литосферы и апвеллингом астеносферы, к образованию вторичных горячих конвективных ячеек, внутри которых процессы адиабатической декомпрессии могут также привести к проявлению вулканизма [Smith, 1998].

И хотя не существует четких геохимических критериев, позволяющих с высокой долей уверенности различать магматические породы, образовавшиеся в результате активного или пассивного диапиризма, наиболее обоснованно, на наш взгляд, связывать раннекайнозойскую вулканическую активность с боковым воздействием удаленных сил, какими для Северо-Востока и Даль-

него Востока могла служить аккреция гетерогенных террейнов, а для юго-восточной окраины Азии – коллизия Индостана с Евразийской плитой, что привело к образованию зон растяжения, подъему астенолита, декомпрессии и плавлению малоглубинных источников. Частичное декомпрессионное плавление поднимающегося материала астеносферы в структурах растяжения создало своеобразную геохимическую специфику магм и условия изменения их геохимических характеристик на незначительных расстояниях.

Действительно, на начальных этапах растяжения – маастрихт-среднеэоценовом для северо-восточной, эоцен-олигоценовом для восточной, и палеоцен-среднеэоценовом для юго-восточной частей Азиатской окраины, вулканизм представлен сочетанием ареалов глиноземистых толеитовых базальтов и базальтоидов шошонитовой и К-щелочной серий соответственно. Для пород этого этапа характерна деплетированность Nb-Ta относительно LILE, пониженные значения $(Nb/Y)_{ch}$ и $(Nb/Zr)_{ch}$, что позволяет предположить вклад литосферного (субдукционного) компонента в их генезис. Подобный состав верхней мантии был обусловлен длительным ее метасоматозом в ходе предшествующего позднемезозойского этапа субдукции и формирования Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса. Однако результаты изучения изотопного состава раннекайнозойских базальтоидов [Федоров, Филатова, 1999; Мартынов, 1999б; Okamura et al., 1998] свидетельствуют о гетерогенности плавящегося субстрата. Источники варьируют по своим параметрам от деплетированных до умеренно обогащенных (см. рис. 2.3, 2.4, 3.6, 3.7, 4.5, 4.6), что позволяет предполагать участие как деплетированного источника типа MORB в глиноземистых толеитах на северо-востоке Азии и части шошонитов, так и обогащенного, в первую очередь, радиогенным стронцием, несущего признаки обогащенной мантии типа EMII.

В целом начало постсубдукционного этапа ознаменовалось вспышкой щелочного вулканизма внутриплитной геохимической специализации в зонах деструкции края континента; ареалы щелочных базальтоидов накапливались в эоцене-олигоцене, например, на территории Юго-Восточного Китая и Индокитая. Синхронность формирования структур растяжения на удаленных территориях также может служить аргументом в пользу пассивной модели.

В плюмовых моделях, как, например, Е. Накамуры [Nakamura et al., 1989; 1990], или И. Татсуми [Tatsumi et al., 1990], объяснявших формирование позднекайнозойских щелочных базальтов Япономорского региона, зарождение расплавов связано с погружением в нижние горизонты мантии блоков древней океанической литосферы, обогащенной некогерентными элементами. Апвеллинг и последующее плавление этого материала приводит к формированию толеитовых расплавов, а вовлечение в этот процесс деплетированной астеносферы – щелочных базальтов. Близкой точки зрения придерживаются О.Н. Волюнец [1990] при объяснении генезиса щелочных лав Камчатки, а также В.В. Ярмолюк, В.И. Коваленко и М.И. Кузьмин [1995; 2000] и другие.

Согласно другим плюмовым моделям проявления внутриплитного вулканизма связаны с плавлением либо воздействующей на основание литосферы верхней части нижнемантийного плюма [Gallagher, Hawkesworth, 1992 и др.], либо контаминированной астеносферы материалом плюма [Castillo, 1996].

Более деплетированные изотопные характеристики щелочных магм поздних комплексов по сравнению с более обогащенными в ранних толетах ряда вулканических ареалов могут быть связаны с зональным строением мантийного диапира, где с глубиной уменьшаются отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и увеличиваются $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. С Маалое с соавторами [Maaloe et al., 1992] предполагают, что нижний слой зонального мантийного плюма, сформировавшегося в расслоенной нижней мантии, будет отвечать ее центральной части, а верхний – концентрической краевой. Подобная закономерность может развиваться и при длительной эволюции мантийного плюма в процессе его декомпрессионного аппвелинга, когда при плавлении внутри диапира и фильтрации расплавов вверх, в его нижней части будут концентрироваться менее когерентные элементы, а в верхней – элементы, имеющие большее сродство к расплаву. В результате этого в нижней части мантийного диапира будут более низкие величины Rb/Sr и более высокие Sm/Nd , чем в апикальной части.

Вместе с тем, модели, где использована плюмовая активность в регионе, сталкиваются с неоднозначной трактовкой геофизических данных о глубинной структуре мантии [Anderson et al., 1992], поскольку в них предполагается существование низкоскоростных разогретых областей лишь до глубин 250 км, о чем будет сказано ниже.

Изотопно-геохимическая гетерогенность мантии в настоящее время ни у кого не вызывает сомнения. Согласно представлениям химической геодинамики [Zindler, Hart, 1986], изотопная гетерогенность мантийного субстрата может быть описана смешением четырех компонентов, где:

- DMM (или DM) – деплетированная мантия, рассматриваемая как астеносфера, питающая MORB системы. Геохимическим репером компоненты являются истощенные базальты северной части Срединно-Атлантического хребта и вулканические стекла ВТП. Необходимо отметить отличия в изотопном составе Pb базальтов Индийского океана (I-MORB), характеризующихся более высокими отношениями $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ при данных $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [Mahoney et al., 1992 и др.];

- EM I – один из двух «обогащенных» мантийных компонентов, характеризующийся «обогащенными» значениями $\epsilon\text{Nd} < 0$, признаками длительного LREE-обогащения, относительно низкими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и высокими $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношениями, характеризуя слабо метасоматизированные, наименее истощенные участки нижней мантии [Hart, 1988]; репером компоненты являются базальты хр. Валвис (Китовый);

- EM II – второй «обогащенный» мантийный компонент с высокими значениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и низкими Pb/U и Ce/Pb , образование которого связывается с участием древних осадков, претерпевших длительный (сотни млн лет) рециклинг, приведший к увеличению отношений $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в резервуаре [Zindler, Hart, 1986]. Однако при сравнении изотопных составов OIB и надсубдукционных вулканитов допускается участие в генезисе последних молодых осадков субдуцируемых литосферных плит [Hart, 1988]; изотопный репер – базальты о-вов Самоа и Сообщества;

- HIMU – мантийный компонент, известный высокими отношениями $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, высокими начальными значениями U/Pb ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), и часто интерпретируемый как рециклинговая, древняя (1–2 млрд лет), U-обога-

щенная океаническая литосфера (о-ва Мангаиа и Руруту, Французская Полинезия, о-в Святой Елены).

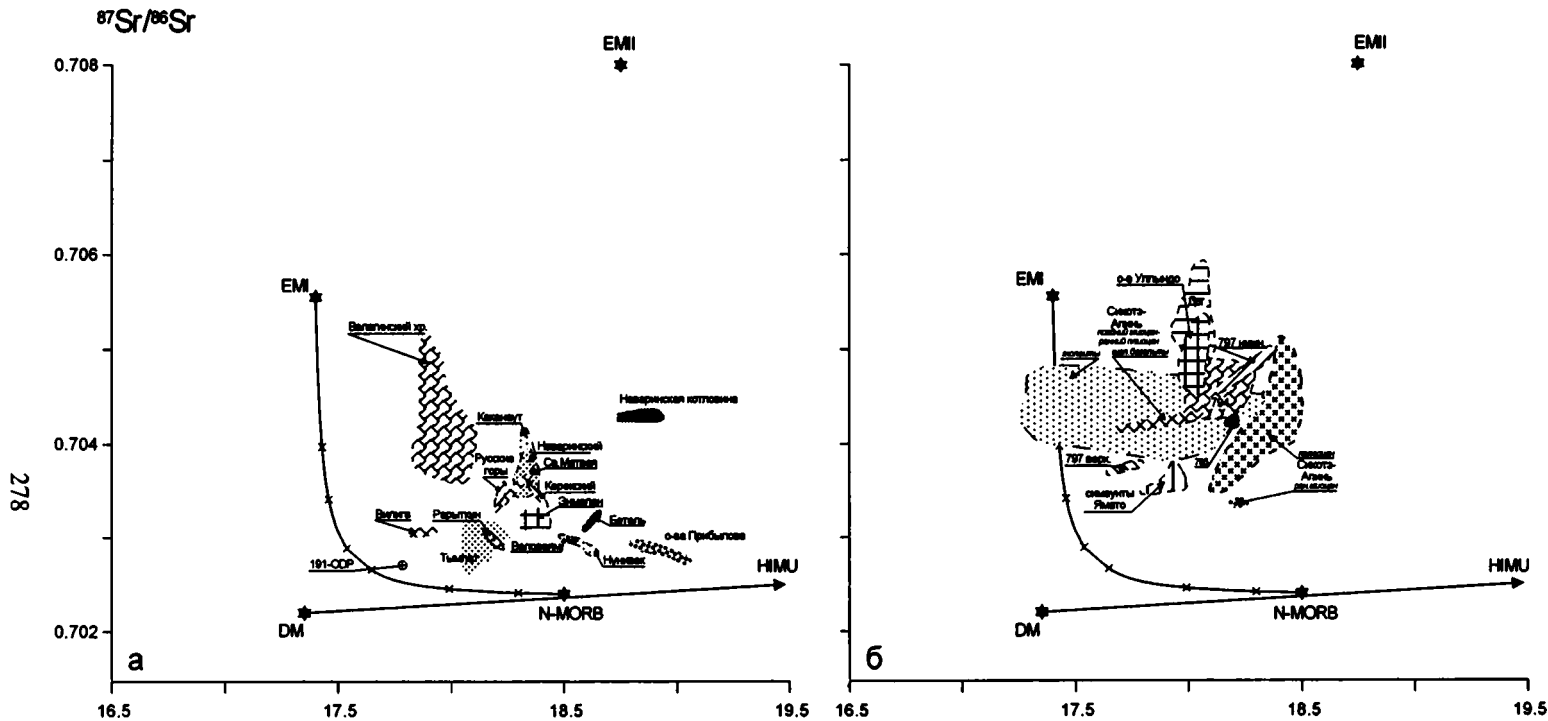
По мнению Н.А. Титаевой [2000], однако, компонент HIMU представляет собой не самостоятельный резервуар, а долговременно действующий процесс избирательного обогащения вещества океанической литосферы ураном в результате окислительно-восстановительной реакции (уран воды – железо пород) и последующего плавления измененных пород в результате рециклинга.

Наряду с главными компонентами при исследовании изотопов Pb, Sr и Nd в базальтах часто используется модельный источник PREMA, выделяемый исходя из допущения о смешении различных компонентов в истории Земли, что, в конечном итоге, приводит к появлению еще одного компонента в виде «преобладающей» мантии (PREvalent Mantle) [Zindler, Hart, 1986].

Начиная с раннего миоцена (а в отдельных ареалах Восточного Китая и ранее), основной объем рифтогенных вулканитов на Азиатской окраине представлен обогащенными толеитами и щелочными базальтами, по изотопно-геохимическим характеристикам сходными с базальтоидами континентальных рифтов и океанических островов и резко отличными от вулканитов надсубдукционных обстановок [Basaltic..., 1981; Continental..., 1995]. Базальты отличаются широким интервалом содержания некогерентных и щелочных элементов. Примечательно, что подобные вариации характерны как для базальтов групп ареалов, так и даже одиночных разобщенных, как ареалы Валагинского хребта Камчатки [Вольнец и др., 1997], Пэннэндо Корейского п-ва [Федоров, Филатова, 2002] или Центрально-Тайского грабена в Таиланде [Zhou, Mukasa, 1997]. Вместе с тем, отмечается схожесть спектров распределения некогерентных элементов в базальтах разных ареалов внутри петрохимической серии, вне зависимости от состава и природы подстилающих пород.

Отчетливо картина гетерогенности магомгенерирующего субстрата проявляется при анализе изотопного состава базальтоидов. По соотношению изотопов Sr и Nd миоцен-плейстоценовые щелочные базальты и толеиты северо-восточной континентальной окраины Азии располагаются в области умеренно деплетированных составов, образуя протяженный тренд от изотопных отношений в деплетированной мантии к источнику EMI при слабо выраженных признаках EMI-компоненты (см. рис. 2.3). Наиболее близки к составу N-MORB меланефелиниты Северного Приохотья и толеиты Командорской впадины, а также базальты северного продолжения Центральной Камчатской депрессии (Тымлат), для которых характерны минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 5.6а). Большую вариабильность состава отмечена во внутриплитных базальтах Камчатки, отличающихся более высокими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Несколько иной изотопный состав имеют щелочные базальты и толеиты шельфовой части Берингова моря. Фигуративные точки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в базальтах образуют тренд между компонентами DM и EMI, располагаясь в поле мантийной корреляции (см. рис. 2.3), тогда как по распределению изотопных отношений стронция и свинца (рис. 5.6а), их состав в значительной мере определяется смешением компонентов EMI и HIMU [Moll-Stalcup, 1995]. Согласно А. Гофманну, приуроченность состава базальтоидов к трендам DM-HIMU объясняется, с одной стороны, изотопной эволюцией древней океанической коры, создающей источники ряда DM-HIMU, с другой – рецик-



278

Рис. 5.6. Диаграмма $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ отношений для кайнозойских вулканических пород восточной окраины Азии

Кроме оригинальных анализов использованы данные: Северное Приохотье и Юго-Восточная Чукотка [Алт и др., 1998], Наваринская котловина [Davis et al., 1987], Камчатка [Вольнец, 1993, Вольнец и др., 1997; Churikova et al., 2001; Kepezhinskas et al., 1997 и др.], Берингово море [Yogodzinski et al., 1995; Kay et al., 1978; Von Drach et al., 1986; Roden et al., 1995; Moll-Stalcup, 1995 и др.], Аляска [Kay et al., 1978; Moll-Stalcup, 1995 и др.], Восточный Сихотэ-Алинь [Есин и др., 1995; Okamura et al., 1998], грабен Пихоан-Яннам [Shimazu et al., 1990; Song et al., 1997], грабен Чегарён, о-вов Уллындо, Чечжудо и Оки Дого [Kim et al., 1999], скважины ODP, по [Poucllet, Bellon, 1992; Allan, Gorton, 1992], банка Ямато, о-вов Дог (Лианкур) и симаунтов Ямато [Tatsumoto, Nakamura, 1991], зона Чугоку, Япония, о-вов Оки Дозен [Morris, Kagami, 1989], Вьетнам [Hoang et al., 1996], Таиланда [Mukasa et al., 1996, Zhou, Mukasa, 1997], Южно-Китайского моря [Tu et al., 1992], Тибет [Turner et al., 1996], Восточно-Тихоокеанское поднятие [Castillo et al., 2000]; симаунтов Лоихи [Frey, Clague, 1983 и др.], рифта Рио Гранде [McMillan et al., 2000 и др.], хр. Китовый (Вальвис) [Richardson et al., 1982 и др.], Самоа [Farley et al., 1992 и др.]. Состав источников по [Zindler, Hart, 1986; Hart, 1988]. Линии смещения (0,1–10% от EM I) по [Flower et al., 1998]

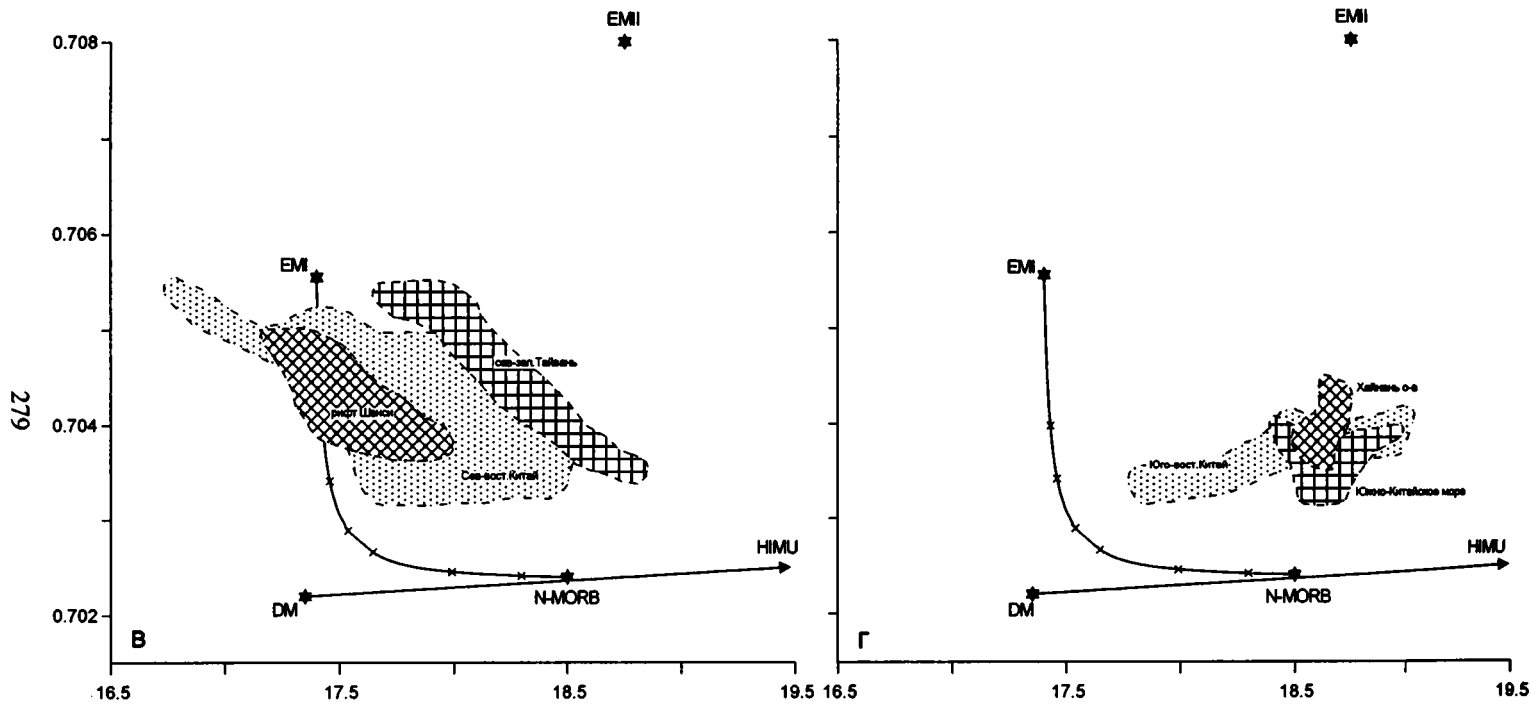


Рис. 5.6. Продолжение

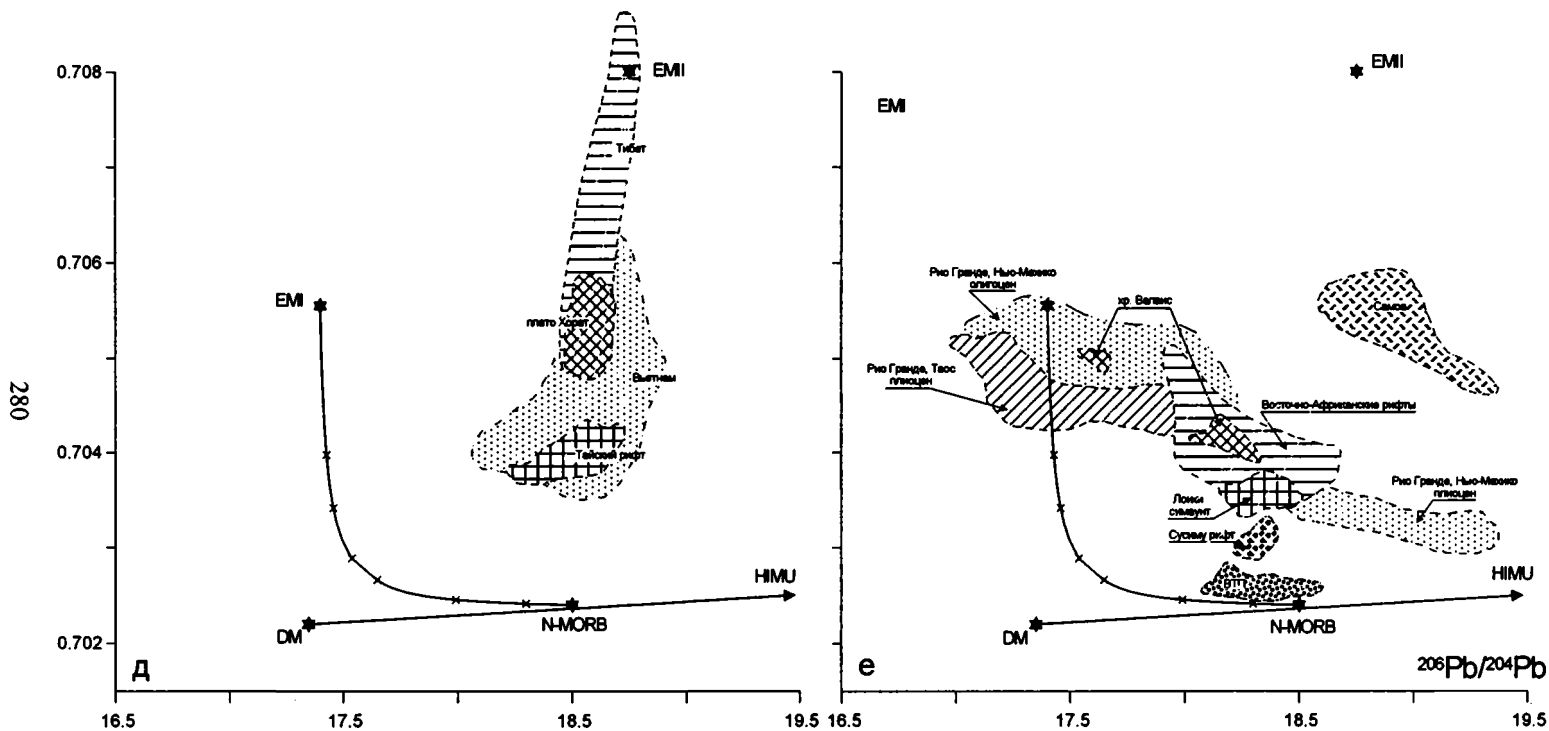


Рис. 5.6. Окончание

лингмом древней океанической коры с последующим ее смешением в верхней мантии с компонентом DM [Hofmann, 1997].

Миоцен-голоценовые обогащенные толеиты и щелочные базальты Приморья и Корейско-Японского региона [Okamura et al., 1998; Филатова, 2002; Филатова, Федоров, 2001; 2003 и др.] по соотношению $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (см. рис. 3.6), а также $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 5.6б) формируют в целом протяженный линейный тренд между компонентами DM и EMI, отражая латеральную гетерогенность вулканитов. Так, наиболее деплетированными характеристиками отличаются раннемиоценовые толеиты Восточного Сихотэ-Алиня, базальты грабена Пхохан и о-ва Чечжудо, имеющие минимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и максимальные $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Сильной изотопной неоднородностью отличаются базальты ареала Чугорен (Корея), формирующие разобщенные поля вблизи составов BSE и EMI, а также толеиты и щелочные базальты Приморья, отличающиеся низкими отношениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, образующими так называемый «низко-Nd (Low-Nd)» изотопный тренд, который, согласно систематике А. Зиндлера и С. Харта [Zindler, Hart, 1986], рассматривается как результат смешения компонентов EMI и HIMU.

Значительное влияние компонентов EMI и EMII наблюдается в базальтах юго-западной части Японии и Японского моря, отличающихся также сильной латеральной гетерогенностью. К источнику EMI тяготеют базальты провинции Чугоку, островов Док (Лианкур) и Оки Дозен, тогда как базальты о-ва Уллындо образуют протяженную область между составами «Low-Nd» мантии и компонентой EMII.

Необходимо отметить [Филатова, Федоров, 2002], что на этапе максимального растяжения окраины континента, с отчленением Японских островов и образованием зон спрединга Японского моря [Allan, Gorton, 1992], толеитовый магматизм отличался умеренным обогащением, характеризуясь часто наличием субдукционных меток, и только наиболее деплетированные базальты верхнего комплекса бассейна Ямато (скв. 797 ODP) близки толеитам типа MORB. Можно предположить, что на начальных этапах раскрытия Японского моря внедрившиеся в субконтинентальную литосферу деплетированные астеносферные расплавы были обогащены под воздействием источника EMII. Вероятно, именно влияние источника EMII на астеносферные расплавы обусловило относительно пониженные содержания радиогенного Nd в большинстве вулканитов скважин Японского моря. Однако по мере раскрытия последнего появляются наиболее деплетированные MORB-подобные расплавы, с самыми высокими (0,5131) величинами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

В северо-восточной части Китая и Циркум-Ордосской рифтовой системе кайнозойские обогащенные толеиты и щелочные базальты вне зависимости от возраста образуют крайне протяженный тренд между компонентами DM и EMI, при незначительном влиянии компоненты EMII в источнике (рис. 5.6в) [Basu et al., 1991; Zhang et al., 1998]. Напротив, в юго-восточной части Китая, Индокитае и прилегающих краевых морях изотопный состав базальтов определяется смешением компонентов DM и EMII при слабо выраженных признаках EMI компоненты, распознающейся в отдельных ареалах щелочных базальтоидах поздних комплексов [Flower et al., 1992; Flower et al., 1998a; Hoang et al., 1996; Mukasa et al., 1996] (рис. 5.6з, д). Однако в средне-

позднемиоценовых базальтах северо-западной части Тайваня регистрируют присутствие компонента ЕМІ, сменившего раннемиоценовое обогащение компонентом ЕМІІ [Chung et al. 1995].

Примечательно, что базальты толеитовой серии ранних комплексов, как и толеиты, образующие самостоятельные ареалы, характеризуются более высокими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ при пониженных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ по сравнению с щелочными базальтоидами региона, что достаточно типично для вулканических серий внутриплитной геохимической специализации, например Гавайских островов [Chen, Frey, 1985] или Восточно-Африканской рифтовой системы [Hart et al., 1989 и др.].

Важно отметить, что все позднекайнозойские базальты восточной окраины Азии (включая Приморье, Китай, Корею, Индокитай и прилегающие краевые моря) отличаются повышенными (по сравнению с базальтами Тихого океана) величинами $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (при данных значениях $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), что позволило сделать вывод о развитии под восточной и юго-восточной окраиной Евразийского континента астеносферы типа Индийского океана (I-MORB, или DUPAL-подобной) вплоть до широты оз. Байкал [Hart, 1984; Cousens, Allan, 1992; Flower et al., 1998; Okamura et al., 1998 и др.].

Касаясь вопроса о происхождении DUPAL аномалии и природе обогащенной компоненты ЕМІ в базальтах восточной окраины Азии, необходимо отметить следующее. В работах последних лет рассматриваются две основные группы моделей, объясняющие распределение внутриплитного магматизма в окраинно-континентальной обстановке. К первой относятся рассмотренные выше модели, в которых учитывается активность нижнемантийных плюмов в регионе [Nakamura et al., 1989; 1990; Tatsumi et al., 1990 и др.].

В основе другой группы моделей лежат представления о ведущей роли глубинных процессов, связанных с дезинтеграцией литосферы континентальной окраины, вызванной апвеллингом мантийного материала в ответ на коллизию Индостана и Евразии [Tu et al., 1992; Flower et al., 1998]. Крупномасштабные взаимодействия с жесткой Евразийской плитой привели к реактивизации разломных (чаще сдвиговых) границ между амальгамированными континентальными блоками и развитию вулканизма, что хорошо отражается в распределении большей части ареалов базальтоидов вдоль линии ослабленных зон кратонов или их границ, сутур и разрывных нарушений сдвиговой или раздвиговой природы.

Сходный изотопный состав Sr, Nd и, в первую очередь, Pb в кайнозойских базальтах восточной окраины Азии и базальтах Индийского океана, а также отчетливо выраженная аномалия DUPAL (выделяемая по высоким значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,705$ и $\Delta 8/4\text{Pb} > +60$ [Hart, 1988]; рис. 5.7) в большей части базальтов региона дали основание предполагать, что эти базальты имеют общий астеносферный источник [Castillo, 1988; Hickey-Vargas et al., 1995], и мантия Тетиса, перемещенная при коллизии Индостана, была идентичной до ее апвеллинга. Характерно, что индоокеанский источник (I-MORB) устанавливается как в офиолитовых комплексах основания островных дуг [Tu et al., 1991; 1992], так и в базальтах бассейнов поздних стадий раскрытия (рифт Сумису, Паресе Вела) [Hochstaedter et al., 1994], давая основание полагать, что DUPAL-подобная астеносфера могла существовать по крайней мере с раннего эоцена [Flower et al., 1998a; 2001].

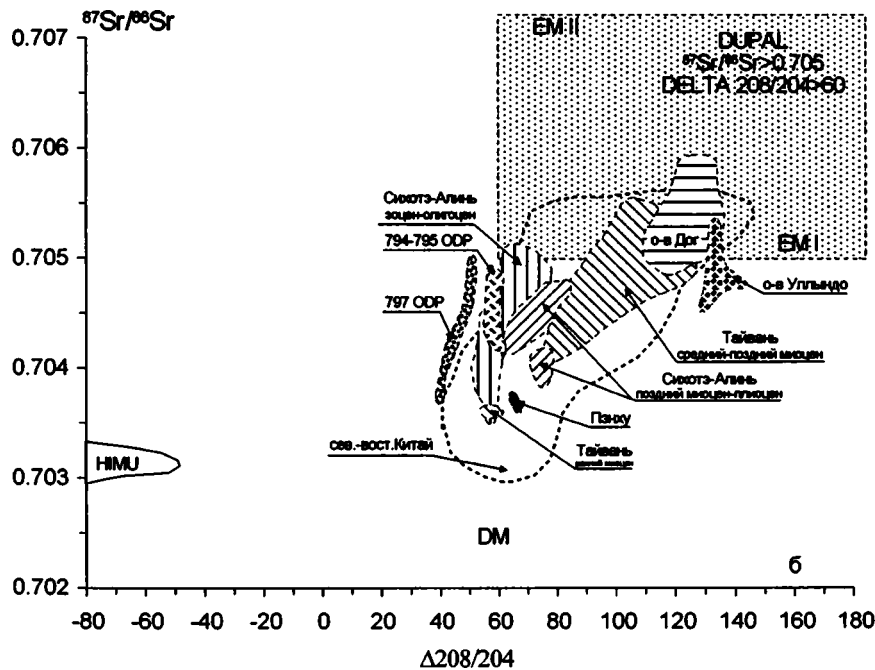
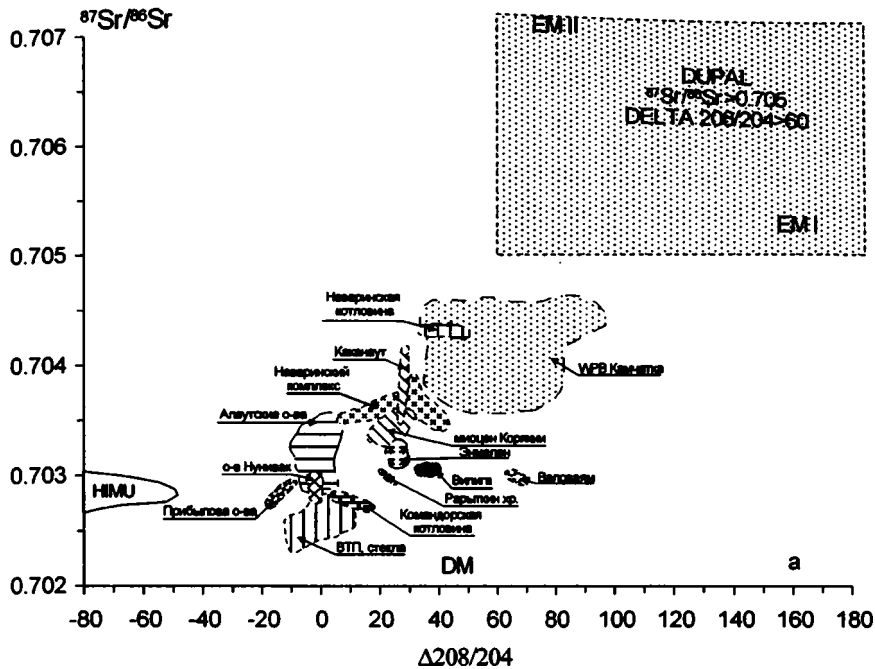


Рис. 5.7. Соотношение параметров $\Delta 8/4\text{Pb}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в вулканических породах восточной окраины Азии
 Поле DUPAL-аномалии и мантийных компонентов по [Hart, 1988]. Источники данных см. рис. 5.6

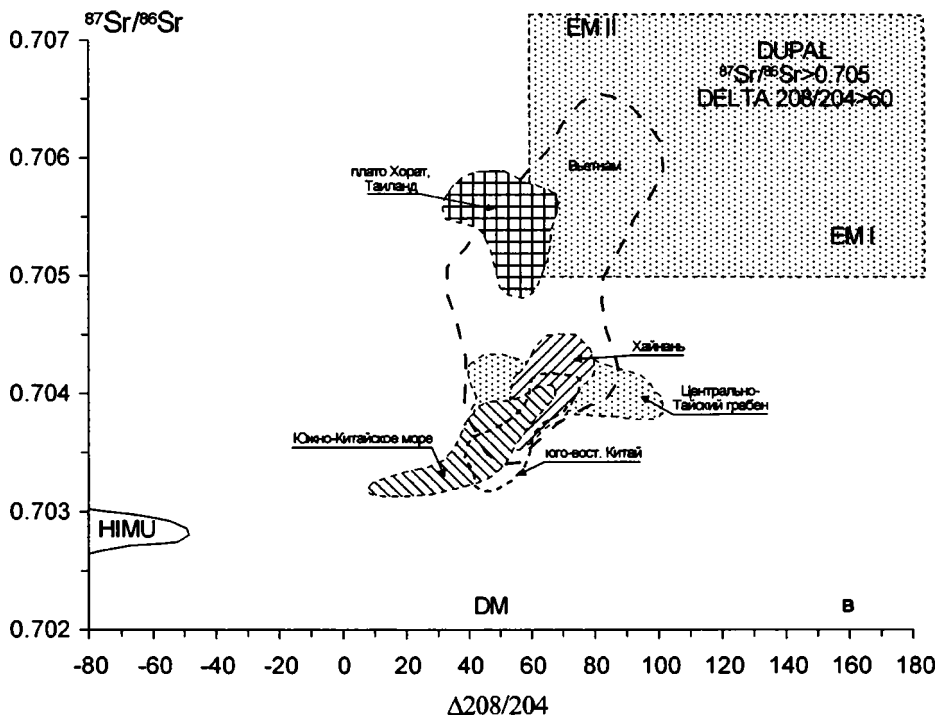


Рис. 5.7. Окончание

А. Мияширо [Miyashiro, 1986], Л.П. Зоненшайн с соавторами [Zonenshain et al., 1991] и Р. Хики-Варгас с соавторами [Hickey-Vargas et al., 1995] при обсуждении процессов взаимодействия мантии Индоокеанского и Тихоокеанского сегментов допускают возможность миграции в северном направлении разуплотненных областей астеносферы Индийского океана, по крайней мере, под юго-восточную окраину Азии. Подобный сценарий требует наличия «окон» для мантийных потоков, которые могли быть образованы разделенными и разорванными субдуцирующими литосферными плитами или перенапряженными коридорами между соседними субдукционными системами [Flower et al., 1998a; 2001], тогда как барьеры на пути потоков представляют собой целые субдуцирующие плиты, корни кратонов и орогенов. Так, доэретичные мантийные потоки между Индийским океаном и континентальной окраиной юго-восточной части Азии могли быть прерваны начавшейся субдукцией дуги Санда [Hickey-Vargas et al., 1995], а дополнительные барьеры могли образоваться при раскрытии Южно-Китайского и Японского морей [Taylor, Hayes, 1983; Briaies et al., 1993].

В модели происхождения аномалии DUPAL и компоненты EM I в кайнозойских базальтах восточной части Азии, разделяемой рядом исследователей [Basu et al. 1991; Flower et al., 2001 и др.), изотопные метки DUPAL аномалии связываются с расколом Гондваны [Mahoney et al., 1989] и захватом деламинированной субконтинентальной литосферы на поверхности ядра и мантии. Основным источником обогащения здесь может быть субазиатский кратонный

субстрат, деляминированный и инъецированный астеносферой [Mahoney et al., 1992], а щелочные базальты (включая калиевые разности) и обогащенные толеиты Китая рассматриваются [Basu et al., 1991; Tatsumoto, Nakamura, 1991; Tatsumoto et al., 1992; Wang et al., 1989; Zhang et al., 1998] как результат взаимодействия I-MORB-подобной астеносферы с источником ЕМІ, входящим в состав субконтинентальной литосферы и расположенным ниже источника ЕМІІ. Эти породы содержат свойственным составом ЕМІ пониженные концентрации радиогенного Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0,51204-0,51265$), а на диаграмме смешения (рис. 5.6) образуют тренд от N-MORB источника к ЕМІ-компоненту [Flower et al., 1998].

Согласно этой модели, геодинамика верхней мантии региона определялась главным образом экструзией аномальных астеносферных областей, отражающих выдавливание в восточном направлении Тетической мантии при Индо-Азиатской коллизии, с последующим добавлением компоненты ЕМІ за счет деляминации корневой системы Сино-Корейского или Контумского кратона, а компоненты ЕМІІ – при контаминации мантии надсубдукционными флюидами и расплавами на предшествующих (мезозойских) этапах развития окраины.

Однако распространение ЕМІ-обогащенных базальтов не ограничивается развитием кратонной литосферы, а чаще их приуроченность к ним является исключением. Палеомагнитные исследования свидетельствуют, что Юго-Восточный Китай и Индокитай являлись частью Гондваны, которая дрейфовала в северном направлении в позднем палеозое [Lin et al., 1985], что также объясняет присутствие DUPAL аномалии в юго-восточной части Азии [Zou et al., 2000].

Сходство изотопно-геохимических характеристик обогащенных толеитов и щелочных базальтов восточной окраины Азии с вулканитами океанических островов Тихого океана дает возможность предположить в качестве одной из возможных моделей образование источника внутриплитного магматизма при воздействии нижнемантийных плюмов и связать его происхождение с относительно неистощенным нижнемантийным веществом. Так, в работе [Tatsumoto, Nakamura, 1991] отмечено сходство меток DUPAL аномалии (преобладание ЕМ компонент) в базальтах Японского моря и меловых-кайнозойских базальтах Южно-Тихоокеанской изотопно-термальной аномалии (SOPITA) [Staudigel et al., 1991]. Позже, проведенное Н.И. Филатовой [2002] сравнение Sr-Nd-Pb изотопных характеристик миоцен-голоценовых щелочных базальтоидов Корейско-Японскоморского региона [Филатова, Федоров, 2001] с вулканитами области SOPITA [Staudigel et al., 1991] выявило ряд черт, позволивших также предположить сходство природы источников меловых океанических и позднекайнозойских окраинно-континентальных базальтоидов Корейско-Японскоморского региона и их связь с нижнемантийным веществом со свойствами DUPAL аномалии.

Полученные в последние годы данные по сейсмической томографии Тихоокеанского региона в совокупности с магнитометрическими, геодезическими и изотопно-геохимическими исследованиями свидетельствуют о сложной структуре поднимающихся мантийных плюмов, о разноуровневом ответвлении дочерних плюмов, часто теряющих связь с главным телом, о возможности латерального перемещения горячего мантийного материала [Пушаровский, Пушаровский, 1998; Dziewonski, 1984; Fukao et al., 1994; Su et

al., 1994; Vasko, Johnson, 1998; Gorbatov et al., 2000 и др.]. Чередование по вертикали низкоскоростного разуплотненного мантийного материала с высокоскоростными аномалиями субдуцируемых океанических литосферных плит (слэбов) обуславливают сложное гетерогенное строение разреза мантии [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Руженцев и др., 1999].

Особенности глубинного строения западной приконтинентальной части Тихого океана и характер пространственно-временных связей развитых здесь низкоскоростных аномалий с Тихоокеанским суперплюмом прослеживаются на серии разноуровневных сейсмотомографических срезов распределения Р-волн [Vasko, Johnson, 1998], интерпретация которых, согласно Н.И. Филатовой [2002], сводится к следующему.

На глубинах 35–200 км по периферии Тихого океана располагается полукольцевая низкоскоростная аномалия, образованная двумя сегментами – западным и восточным (рис. 5.8, цветная вклейка). Западный сегмент, протягивающийся от Чукотки до Новой Зеландии, состоит из ряда минимумов Р-волн [Liu et al., 1990; Davis, 1996], и один из наиболее интенсивных охватывает территорию Восточно-Китайского моря, Корейского п-ова и юго-запад о-ва Хонсю, другой отмечается на юго-востоке Азии (рис. 5.9 цветная вклейка). Низкоскоростные аномалии под большей частью континентальной окраины соответствуют кайнозойским вулканическим провинциям [Flower et al., 1998a]. Так, аномалия Индокитая–Южно-Китайского моря подстилает вулканические центры Вьетнама, Камбоджи, Лаоса и Таиланда, в то время как аномалия Тайваня–южного сектора трога Окинава ответственна за вулканизм Тайванского пролива и юго-восточной части Китая. Существование термальной аномалии в мантии в этой части Азии подтверждается также высоким тепловым потоком и геоморфологическими свидетельствами о воздымании рельефа приблизительно на 600 м, начиная с позднего неогена [Дучков и др., 1992].

Несколько локальных высокоскоростных аномалий, отвечающих верхним частям субдуцируемых в кайнозое слэбов, расположены перед фронтом этого сегмента вдоль Японского и Идзу-Бонинского желобов. Наиболее южная низкоскоростная аномалия, занимающая площадь моря и архипелага Фиджи и представляющая собственно Тихоокеанский суперплюм, составляет на этом уровне единое целое с отрицательной дуговой аномалией запада Тихого океана и прослеживается до слоя «D», тогда как западный сегмент постепенно угасает к уровню 350 км.

На уровне 400 км (рис. 5.8 цветная вклейка) отрицательная дуговая аномалия сменяется сплошной дуговой высокоскоростной, занимающей территорию Тихого океана и прослеживающейся от Чукотки до Ново-Гибридных о-вов, захватывая Сихотэ-Алинь, Восточный Китай, Корею, Южно-Китайское море. Эта аномалия рассматривается в качестве субдукционной пластины, изменяющей залегание от наклоненного в верхах мантии до субгоризонтального на глубинах 410–660 км [Fukao et al., 1994; Vijwaard et al., 1998].

С глубин 660 км дуговой сегмент низкоскоростной аномалии вновь появляется ниже высокоскоростного слэба, сначала фрагментарно, а с глубин 1270–1470 км в виде сплошной полосы, соединяющейся на юге с Тихоокеанским суперплюмом, захватывая акваторию Берингова моря (рис. 5.8, 5.9, 5.10 цветная вклейка), западную часть Северо-Западной котловины, поднятие

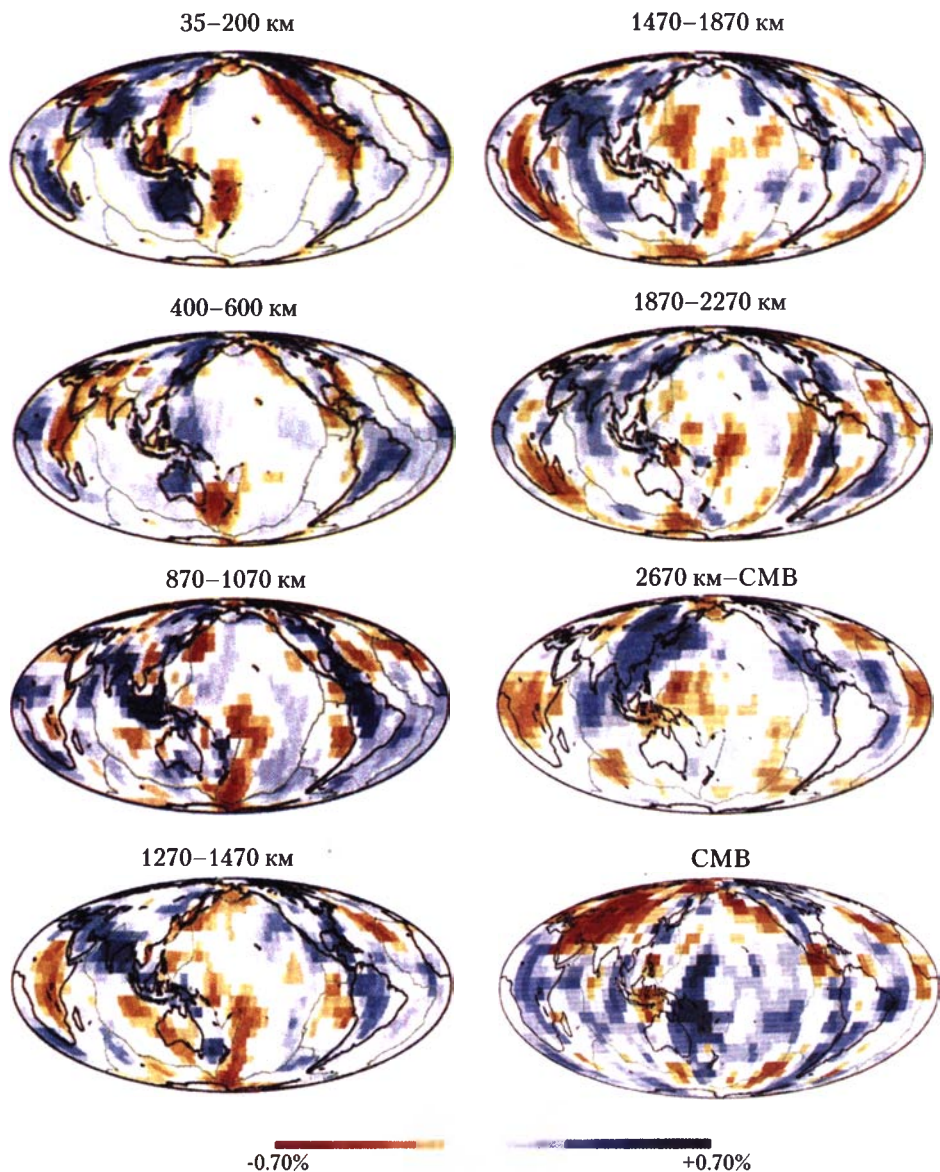


Рис. 5.8. Соотношение отрицательных и положительных сейсмических аномалий Р-волн на уровнях от 35 км до границы ядро-мантия (СМВ) по [Vasco, Johnson, 1998]
Шкала показывает отклонения скоростей Р-волн в %

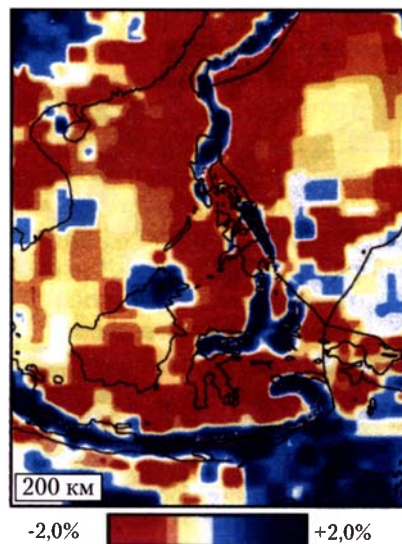


Рис. 5.9. Соотношение отрицательных и положительных сейсмических аномалий Р-волн на уровне 200 км Rangin et al., 1999. Шкала показывает отклонение Р-волн в %

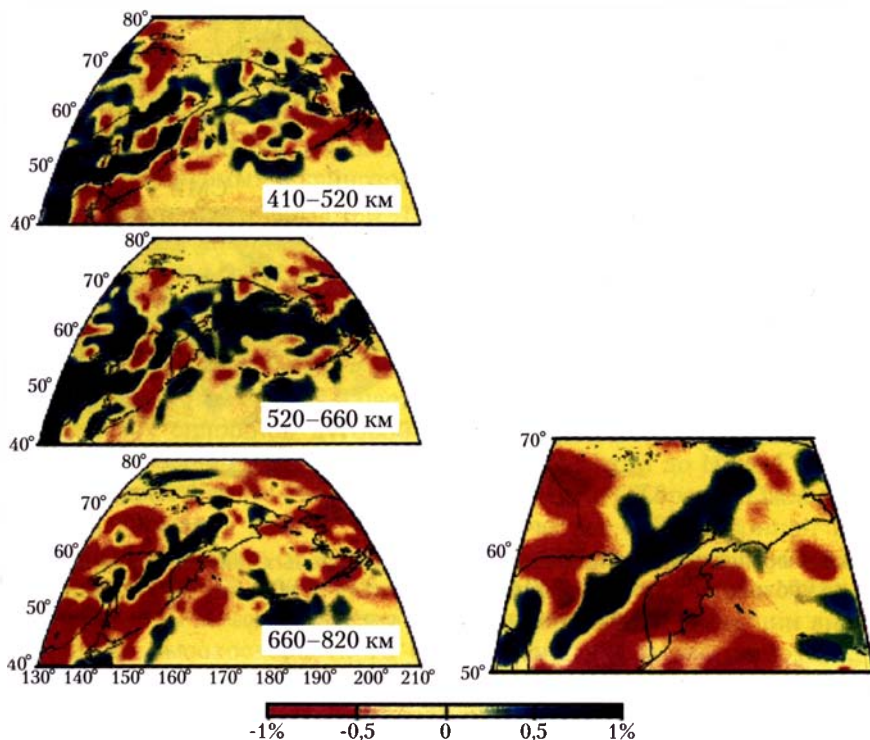


Рис. 5.10. Соотношение отрицательных и положительных сейсмических аномалий Р-волн на уровнях 410–820 км [Gorbatov et al., 2000]

Шатского и Императорский хребет. Необходимо отметить наблюдаемое на сейсмотомографических профилях (рис. 5.8 цветная вклейка) продолжение верхнемантийных отрицательных аномалий на среднемантийные глубины, минуя рассекающий ее высокоскоростной слэб [Филатова, 2002]. Ниже уровня 1470 км западная дуга низкоскоростной аномалии исчезает, сменяясь интенсивной высокоскоростной аномалией, интерпретируемой в качестве глубинной мантийной области захоронения древних слэбов [Staudigel et al., 1991]. Однако отмечается присутствие периокеанических низкоскоростных аномалий и на нижнемантийном уровне (рис. 5.11).

Таким образом, отмечается латеральное расширение Тихоокеанского суперплюма от нижнемантийных глубин к среднемантийным, растекание основного «тела» суперплюма на глубинах 1470–1870 км и еще более масштабное латеральное перемещение нижнемантийного материала к верхней мантии с формированием дуговых латеральных плюмов на глубинах 35–200 км [Филатова, 2002]. В результате этого сформировалась система главного Тихоокеанского суперплюма и центробежно отходящих от него латеральных плюмов, что могло послужить причиной появления в периокеанических областях восточной и юго-восточной Азии аномальной обогащенной мантии. Согласно [Maquyama, 1994], существует возможность отделения плюмов нескольких порядков от Тихоокеанского суперплюма на пограничных уровнях мантии, потеря их связи с основным телом и превращение в бескорневые тела. Можно предположить, что начиная с миоцена, а на юго-востоке окраины и с эоцена, устанавливается связь внутриплитного вулканизма с побочным латеральным нижнемантийным плюмом. Необходимо также отметить, что при сходном характере распределения некогерентных элементов, в обогащенных толеитах и щелочных базальтах северо-восточной окраины Азии и Берингоморского региона изотопные метки аномалии DUPAL не отмечены и базальтоиды имеют в целом более низкие значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\Delta 8/4\text{Pb}$ (рис. 5.7а).

Характерной особенностью кайнозойского вулканизма на окраине Азии – влияние субдукционного компонента на ранние порции расплавов. С течением времени это влияние резко ослабевало, и в плиоцен-голоценовых толеитах и щелочных базальтах оно едва ощутимо [Филатова, Федоров, 2001]. Если на первом, палеогеновом этапе режима растяжения края континента, «известково-щелочные» свойства излившихся лав можно связывать с активизацией мезозойских надсубдукционных резервуаров в обстановке начальной декомпрессии, то субдукционные метки в вулканитах плиоцен-голоцена имеют, видимо, иную природу. Эти метки могут быть объяснены в рамках модели нижнемантийного апвеллинга с участием рециклинговой океанической литосферы [Baker et al., 1998]. Высвобождающиеся из последней флюиды способны вызывать метасоматоз верхней мантии вплоть до появления флогопит- и амфиболсодержащих образований. Характер метасоматоза, возникающего под воздействием гетерогенного плюма, по интенсивности и химизму (обогащение LILE и истощение HFSE, в частности, Ti) практически аналогичен процессу, протекающему над зоной субдукции. Не исключено, что именно такую природу, связанную с рециклингом при нижнемантийном апвеллинге океанической коры, имеет «субдукционный» компонент вулканитов ареалов Чхильбосан, о-вов Оки и площади Чугоку [Филатова, Федоров, 2001].

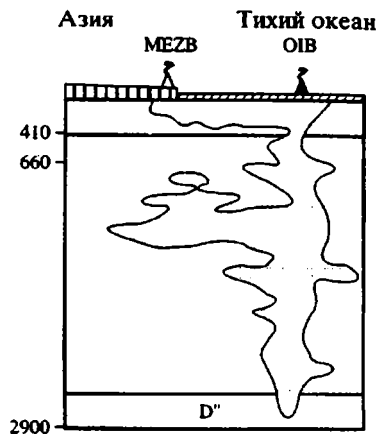
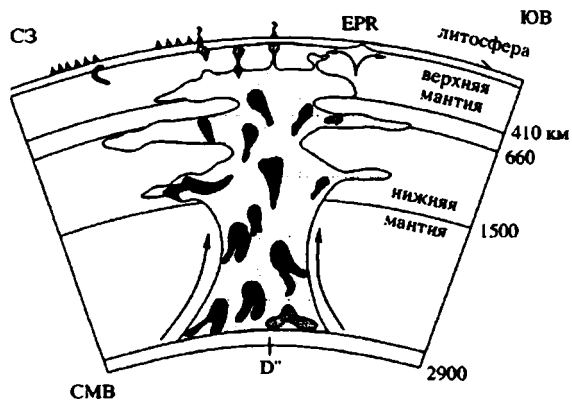


Рис. 5.11. Сейсмический профиль через восток Азии-Японское море-о-в Хонсю, по [Bijwaard et al., 1998]

Данная модель связи кайнозойского вулканизма с апвеллингом нижнемантийного плюма, основанная на сейсмотомографических данных, позволяет объяснить появление глубинного нижнемантийного материала в верхних частях мантии на востоке и юго-востоке Азии и подойти к решению проблемы генезиса источников внутриплитного вулканизма в зонах растяжения на окраине Азиатского континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая работа представляет собой первое монографическое обобщение материалов по кайнозойскому вулканизму, связанному с зонами растяжения на восточной окраине Азиатского континента. В ходе проведенных исследований была выявлена специфика сериальной принадлежности вулканических ассоциаций, установлены латеральные и возрастные вариации вещественного состава вулканических пород, генетически не связанных с зонами субдукции, как в пределах северо-восточного, восточного и юго-восточного сегментов, так и в масштабе всей окраины Азиатского континента, рассмотрены вопросы корреляции тектонических и вулканических событий в регионе, установлены вероятные источники вулканизма.

Вулканизм структур растяжения на активной окраине, на территориях, которые традиционно связываются с режимом регионального сжатия, резко отличается от проявлений надсубдукционного магматизма, имеет выраженную специфику внутриплитного вулканизма, сближающего его по химизму с магматизмом континентальных рифтов и внутриокеанических островов. Его главной особенностью является широкое развитие субщелочных и щелочных пород, часто образующих контрастные ассоциации и отличающихся сильной обогащенностью высоkozарядными некогерентными элементами.

Латеральная зональность и возрастные вариации составов кайнозойских вулканитов были обусловлены в первую очередь режимом растяжения, динамика которого в значительной степени определялась как аккрецией гетерогенных террейнов (на северо-востоке континента и в Приморье), так и коллизией Индостана с Евразией (в центральной и юго-восточной частях окраины). Выделяются два главных этапа образования структур растяжения – маастрихт-палеогеновый и миоцен-четвертичный, – когда произошло формирование систем сдвигов, сбросов и грабенов, а также вулканических комплексов, слагающих лавовые плато и небольшие щитовые вулканы.

На протяжении маастрихта–палеогена характер вулканизма в разных сегментах окраины Азии был различен, и лишь начиная с миоцена вулканизм внутриплитной геохимической специализации приобрел сходный стиль. В пределах Прихотской и Пенжинско-Анадырско-Корякской системы грабенов начальное растяжение (маастрихт–средний эоцен) проявилось в формировании базальтоидов глиноземистой умереннотитанистой толеитовой, умереннощелочной и щелочной серий, характеризующихся латеральной зональностью. В Приморье глиноземистые толенты, характеризующие этап прекращения субдукции и начало рифтогенеза [Мартынов, 1999а], накапливались несколько позже, в эоцене–олигоцене, тогда как на п-ве Корея разрез постсубдукционных вулканитов начинается шошонитами олигоцена. В южной части Китая раннепалеогеновый этап представлен излияниями пород бимодальной толеит-

трахитовой серии, а в Индокитае – формированием низкотитанистых магнезиальных калиевых базальтоидов. Необходимо отметить, что на сопредельных территориях Восточно-Китайской рифтовой системы раннекайнозойский вулканизм в основном представлен щелочными базальтами.

С раннего миоцена магматическая латеральная зональность отражала различную степень прогрессирующего растяжения на востоке Евразийской окраины, приведшего к отчленению микроконтинента Японии и к оформлению по системе правых сдвигов структур типа пулл-апарт Японского и Южно-Китайского морей. В миоцене в пределах всей восточной окраины Азии формировались переходные и щелочные базальты внутриплитной геохимической специализации.

В плиоцене отмечается сокращение внутриплитного вулканизма на северо-восточной окраине континента и широкое проявление плиоцен-четвертичного щелочного магматизма на континенте (в Индокитае, Китае, Корее, Сихотэ-Алине), на о-вах Японского и Южно-Китайского морей и в юго-западной Японии.

Разнообразие составов кайнозойских магматических образований в зонах растяжения на востоке Азиатского континента отражает не только изменение кинематики и геодинамики, но и гетерогенность источников магматизма по латерали и во времени. Развитие постсубдукционного кайнозойского вулканизма на большей части вулканических провинций континентальной окраины происходило от палеогеновых глиноземистых толеитов, или калиевых низкотитанистых базальтоидов и шошонитов, связанных с малоуглубленным источником в претерпевшей мел-раннепалеоценовый субдукционный метасоматоз субконтинентальной литосферной мантии, или отражающей состав литосферы аккрецированных террейнов (пассивный апвеллинг), к щелочным, типично внутриплитным базальтоидам, отражающим состав глубинных мантийных источников (активный мантийный апвеллинг).

Влияние субдукционного компонента в кайнозойских вулканитах резко сокращалось во времени: оно было определяющим в вулканитах палеогена, уменьшилось в щелочных и толеитовых базальтах миоцена и стало незначительным (а чаще отсутствует) в плиоцен-четвертичных вулканитах. Выявлен незакономерный характер латерального распределения кайнозойских вулканитов, обогащенных субдукционным компонентом, по трансекту п-ов Корея–Японское море–юго-запад о-ва Хонсю, что свидетельствует об отсутствии генетической связи этого компонента с зоной субдукции Нанкайского и Японского желобов [Филатова, Федоров, 2001]. Вулканиты удаленных от желобов ареалов нередко несут признаки более интенсивных надсубдукционных метасоматических процессов, чем породы, приближенные к ним. Это свидетельствует о генетической независимости вулканизма Японского моря и прилегающих окраинно-континентальных зон растяжения от формирования позднекайнозойских вулканических дуг Японских островов и о большей обоснованности модели, в которой режим растяжения на востоке и юго-востоке Азии отражает взаимосвязь с Индо-Евразийской коллизией [Tarponnier et al., 1986; Pouclet, Bellon, 1992].

Согласно Sr-Nd-Pb изотопной систематике источников [Zindler, Hart, 1986], составы миоценовых-голоценовых базальтоидов располагаются между четырьмя конечными компонентами: DM-EMI-EMII-NIMU, с преобладанием

первых двух. Важно отметить существенную латеральную изменчивость баланса компонентов между разными сегментами Восточно-Азиатской континентальной окраины. Так, на северо-востоке Азии (как и во всем Беринговоморском регионе, включая Западную Аляску) базальтоиды образуют тренды между составами DM и HIMU при незначительном участии компонента EMI, отражая, вероятно, астеносферный тип источника.

Щелочные базальты и обогащенные толеиты восточной окраины Азии, распространяясь в Приморье, Корейско-Японскоморском регионе и в пределах Восточно-Китайской рифтовой системы, напротив, отличаются преобладанием компонент DM-EMI, при участии EMII в базальтоидах на о-вах Оки Дого, глиноземистых толеитах Сихотэ-Алиня и толеитах ранних комплексов Японского моря. На юго-восточной окраине Азии (юго-восточная часть Китая, Индокитай и Таиланд) в толеитах ранних комплексов и части ареалов щелочных базальтов наряду с компонентом MORB (DM) доминируют составы EMII при слабо выраженных признаках EMI-компонента, однако роль последнего возрастает в щелочных базальтах поздних комплексов. Предполагается генетическая связь позднекайнозойских вулканитов внутриплитного типа в этой части азиатской окраины с относительно неистощенным, нижнемантийным веществом [Филатова, Федоров, 2001], которому соответствует периферическая Западно-Тихоокеанская низкоскоростная аномалия [Fukao et al., 1994]. Анализ сейсмографических разноглубинных срезов [Vasko, Johnson, 1998] показывает, что с этой аномалией связана система разноуровневых (1270–1470 и 35–200 км) латеральных низкоскоростных аномалий [Филатова, 2002], отражающих возможность проникновения нижнемантийного материала на уровни верхней мантии в виде боковых плюмов [Maruyama, 1994].

ЛИТЕРАТУРА

Агапитов Д.И., Иванов В.В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое-кайнозое // Геотектоника. 1969. № 1. С. 68–82.

Агапитов Д.И., Иванов В.В., Мужиков В.Г., Шабатин И.В. Палеогеновые и неогеновые отложения Анадырской впадины. В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток: Книжное изд-во, 1976. С. 89–92.

Акинин В.В., Апт Ю.Е., Белая Б.В. и др. Возраст щелочно-базитового вулканизма по палинологическим и К-Аг данным. В кн.: Континентальный палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. С. 19–23.

Акинин В.В., Апт Ю.Е. Энмеленские вулканы (Чукотский полуостров): петрология щелочных лав и глубинных включений. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 97 с.

Акинин В.В., Апт Ю.Е., Ащепков И.В., Ляпунов С.М. Геохимия глубинных ксенолитов из меланефелинитов Северо-Востока России // Докл. РАН. 1997. Т. 355. № 1. С. 80–84.

Апт Ю.Е., Акинин В.В., Райт Дж.Е. Изотопы Sr, Nd и Pb в неогеновых меланефелинитах и в глубинных ксенолитах на Северо-Востоке России // Геохимия. 1998. № 1. С. 28–37.

Афанасьева Н.С. Основные черты эоценового магматизма Пенжинского прогиба (Северо-Восток СССР) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1972. № 11. С. 17–21.

Ахметьев М.А., Ботылева Л.П. Неоген-четвертичные андезито-базальты Восточного Сихотэ-Алиня. В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 13–47.

Ахметьев М.А., Дворянкин А.И., Самсоненко В.Л., Филатова Н.И. Палеоцен хребта Рарыткин // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 44–57.

Баженов М.Л., Буртман В.С., Крежовских О.А., Шатири М.Н. Палеотектонические реконструкции района сочленения Алеутской дуги и Камчатки // Геотектоника. 1991. № 3. С. 82–97.

Белов Е.М., Смыслов С.А., Талова Г.Н. Антропогеновые вулканы Восточной Чукотки // Тихоокеанская геология. 1984. № 3. С. 82–86.

Белый В.Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978. 215 с.

Белый В.Ф., Мигович И.М. Неоген-четвертичные вулканические образования Восточной Чукотки и нижнего течения р. Пенжины. В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 114–125.

Берсенева И.И., Денисов Е.П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня. В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61.

Богатиков О.А., Рябчиков И.Д., Кононова В.А. и др. Лампроиты. М.: Наука, 1991. 301 с.

Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101–114.

Бушуев М.И. Геология и угленосность северо-восточной части Корякского хребта. Тр. НИИГА. Л.: 1954. Т. 62. 165 с.

Варнаевский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3–13.

Волынец О.Н. Петрология и геохимическая типизация вулканических серий современной островодужной системы. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1993. 67 с.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Аношин Г.Н. и др. Первые данные по геохимии и минералогии позднекайнозойских калиевых бахальтоидов Западной Камчатки // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 1. С. 205–208.

Волынец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б. и др. Редкие земли в кайнозойских высококальциевых вулканических породах Камчатки. В кн.: Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 149–165.

Волынец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др. Калиевые базальтоиды западной Камчатки – проявления пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41–51.

Волынец О.Н., Асавин А.М., Козарко Л.Н. Вопросы генезиса щелочных и субщелочных вулканитов Камчатки // Геохимия. 1990а. № 4. С. 505–525.

Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Эволюция геодинамического режима магмаобразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое по геохимическим данным // Вулканология и сейсмология. 1990б. № 5. С. 14–27.

Волынец О.Н., Успенский В.С., Аношин Г.Н. и др. Позднекайнозойские внутриплитные базальты Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990в. Т. 313. № 4. С. 955–959.

Волынец О.Н., Колосков А.В., Виноградов В.И. и др. Изотопный состав стронция и кислорода позднекайнозойских К-На щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа, Камчатка // Петрология. 1995. Т. 3. № 2. С. 207–213.

Волынец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэу Р.У., Горринг М. Изотопный состав позднеэоценовых К-На щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника. // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.

Гапеева Г.М. Щелочная магматическая провинция Приморья // Докл. АН СССР. 1954. Т. 94. № 3. С. 535–536.

Гатинский Ю.Г. Кайнозой Юго-Востока Азиатского континента и некоторые вопросы процесса рифтогенеза // Геология и разведка. 1980. № 7. С. 28–36.

Геология Кореи. Под ред. В.Л. Масайтиса. М.: Недра, 1964. 263 с.

Геология Кореи. Под ред. Р.-Чж. Пэка. Пхеньян. Изд-во книг иностр. языков, 1993. 473 с.

Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое строение. М.: Недра, 1969. 695 с.

Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Под ред. А.П. Кривенко. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1990. 259 с.

Глубинное строение и особенности металлогении юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 168 с.

Грачев А.Ф. Момский материковый рифт // Геофизич. методы разведки в Арктике. 1973. Вып. 8. С. 56–75.

Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. М.: Недра, 1987. 285 с.

Грачев А.Ф., Поляков А.И. Кайнозойский рифтовый магматизм: тектонические и петрохимические закономерности. В кн.: Континентальный и океанический рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 109–121.

Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Крылов К.А., Соколов С.М. Структурное положение и петрохимия датско-палеоценовых базальтоидов Алыкатваамской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1984. № 3. С. 88–99.

Гузиев И.С. Геолого-петрографическая характеристика щелочных базальтоидов Западной Камчатки и вопросы их генезиса // Магматизм северо-востока Азии. Ч. 3. Магадан: Книжное изд-во, 1976. С. 112–126.

Дагис Л.А. Палеоген-раннеэоценовый вулканизм северной части Корякско-Анадырского региона. – Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. М.: Ин-т литосферы АН СССР. 1990. 24 с.

Дагис Л.А., Филатова Н.И. Вулканогенные образования Анадырской впадины // Тихоокеанская геология. 1990. № 4. С. 38–43.

Демина Л.И., Симонов Д.А. Вулканы как индикаторы процесса континентальной коллизии // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 5. С. 630–633.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 300 с.

Довжиков А.Е., Буй Фу Ми, Василевская Е.Д. и др. Геология Северного Вьетнама. Ханой: Изд-во иностр. лит-ры, 1965. 668 с.

Дундо О.П. Схема стратиграфии меловых отложений Корякского нагорья: проект унифицированной и корреляционной схем. В кн.: Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области. Л.: Наука, 1974. С. 3.

Дучков А.Д., Йем Н.Т., Тоан Д.В. и др. Первые определения теплового потока во Вьетнаме // Геология и геофизика. 1992. Т. 33. № 2. С. 92–96.

Ермаков В.А., Цикунов А.Г., Черных Е.Н. Новая концепция тектоники и вулканизма Восточной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1984. № 4. С. 50–66.

Есин С.В. Петрология кайнозойских базальтоидных формаций средней части Восточного Сихотэ-Алиня: Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ, 1988. 25 с.

Есин С.В., Пархоменко В.С., Шестель С.Т. Геохимия и петрогенезис базальтов эоцен-миоценового этапа вулканизма Восточного Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1992а. № 4. С. 50–58.

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Позднекайнозойский вулканизм и глубинное строение Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Наука, 1992б. 164 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Кутолин В.А. Магматизм средней части Восточного Сихотэ-Алиня. Новосибирск: ОИГТМ СО РАН, 1992в. 202 с.

Есин С.В., Прусевич А.А., Травин А.В. Новые данные о позднекайнозойском щелочно-базальтовом вулканизме Восточного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1992. Т. 322. № 2. С. 369–372.

Есин С.В., Пархоменко В.С., Травин А.В., Шестель С.Т. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня. Сообщение 1. К-Аг- датирование возраста, петрохимическая и REE-характеристика // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 9. С. 21–33.

Есин С.В., Травин А.В. Ксенолитсодержащие щелочные базальтоиды Центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 10. С. 76–87.

Есин С.В., Пономарчук В.А., Шитицын Ю.Г., Палесский С.В. Петрогенезис Совгаванского толеит-щелочно-базальтового плато Восточного Сихотэ-Алиня. Сообщение 2. Sr-изотопные и геохимические данные // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 70–79.

Ичетовкин Н.В., Силинский А.Д., Фадеев А.П. Кайнозойские щелочные базальтоиды бассейнов рек Кананьга и Вилига (ОЧВП) // Геология и геофизика. 1970. № 8. С. 127–132.

Занюков В.Н., Родионов Р.И., Неверов Ю.Л. Особенности тектоники и магматизма восточной части Корякского нагорья (район мысов Гинтера и Наварин). В кн.: Вулканизм Курило-Камчатского региона и острова Сахалин. Южно-Сахалинск: СахКНИИ, 1976. С. 75–81.

Захаров М.Н., Иванов В.Г. Неогеновые базаниты с глубинными включениями шпинелевых лерцолитов (Северное Приохотье) // Магматизм и геодинамика. Тез. докл. Первого Всероссийского петрограф. совещ. Книга 3. Петрология, геохимия, эксперимент и физико-химическое моделирование. Уфа, 1995. С. 65–67.

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

Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья. В кн.: Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.

Кепежинская В.В., Гладких В.С., Зайков В.В., Курганьков П.П. Геохимия продуктов внутриплитного континентального вулканизма (на примере кайнозойских базальтоидов Тувы). В кн.: Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 90–109.

Кепежинская П.К., Федоров П.И. Состав и структурное положение позднекайнозойских вулканитов Камчатского перешейка и Олоторской зоны Корякского нагорья // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1986. № 8. С. 13–21.

Кепежинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм Северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий. В кн.: Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Под ред. Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.

Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 107 с.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999, 224 с.

Колосков А.В. Изотопно-геохимическая неоднородность плиоцен-четвертичных вулканитов Камчатки, геометрия субдукционной зоны, модель флюидно-магматической системы // Вулканология и сейсмология. 2001. № 6. С. 16–42.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Богоявленский С.О. и др. Новый для Камчатки тип базит-гипербазитовых включений в вулканитах // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 3. С. 676–679.

Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шараськин А.Я. Рифтогенный вулканизм в системе Восточно-Азиатских вулканических поясов. Под ред. О.А. Богатикова. Магматизм рифтов (петрология, эволюция, геодинамика). М.: Наука, 1989. С. 139–144.

Колосков А.В., Федоров П.И., Головин Д.И., Ляпунов С.М. Новые данные о позднекайнозойском вулканизме мыса Наварин (Корякское нагорье) // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С. 904–907.

Колосков А.В., Вольнец О.Н., Пономарев Г.П., Федоров П.И. Ксенолиты ультрамафитов в различных геохимических типах вулканитов островодужной системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 485–502.

Колосков А.В., Рашидов В.А., Гатинский Ю.Г. и др. Позднекайнозойский вулканизм материковой и шельфовой зоны Вьетнама // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский: Наука для Камчатки, 2003. С. 9–15.

Кононова В.А., Келлер Й., Первов В.А. Континентальный базальтовый вулканизм и геодинамическая эволюция Байкало-Монгольского региона // Тихоокеанская геология. 1993. № 2. С. 152–170.

Константиновская Е.В. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.

Континентальные рифты. Под ред. И.Б. Рамберга, Э.-Р. Неймана. М.: Мир, 1981. 483 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17–35.

Короновский Н.В., Демина Л.И., Промышлова М.Ю. Магматизм – индикатор геодинамических обстановок: современное состояние и проблемы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 289–293.

Короновский Н.В., Демина Л.И., Промыслова М.Ю. Магматизм – индикатор геодинамических обстановок: современное состояние и проблемы // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонич. совещ. 4–7 февраля 2003 г. Т. I. М.: ГЕОС, 2003. С. 289–293.*

Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 214 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Куно Х. Основные и ультраосновные включения в базальтах и природа верхней мантии. В кн.: *Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 448–453.*

Леглер В.А. Развитие Камчатки в кайнозое с точки зрения теории тектоники литосферных плит. В кн.: *Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1977. С. 137–169.*

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения. В кн.: *Фундаментальные проблемы общей тектоники. Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.*

Малеев Е.Ф. Вулканы Амурско-Уссурийской низменности. В кн.: *Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 3–59.* *Мартынов Ю.А.* Окраинно-континентальные известково-щелочные базальты – особый геохимический тип (на примере Восточного Сихотэ-Алиня). Препринт. Владивосток: Дальневосточный геологический ин-т. 1990. 50 с.

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, 1996. 217 с.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоценовый базальтовый вулканизм Юга Дальнего Востока России как индикатор гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // *Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 189–209.*

Меланхолина Е.Н. Типы задуговых бассейнов востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // *Геотектоника. 1998. № 6. С.34–50.*

Меланхолина Е.Н. Позднемиоценовые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геолого-геохимическая и тектоническая корреляция // *Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.*

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез в подвижных поясах). М.: Недра, 1987. 297 с.

Милановский Е.Е. Главные этапы проявления рифтогенеза на территории Китая // *Геотектоника. 1993. № 3. С. 3–17.*

Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // *Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3–15.*

Митрофанов Н.П., Подольский А.М., Костин Н.Е. и др. Корякский вулканоплутонический комплекс // *Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1979. № 7. С. 23–35.*

Морозов А.Е. Кайнозойский магматизм хребта Кэнкэрэн. В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 27. Магадан: Книжное изд-во, 1991. С. 75–87.*

Муравьева Н.С., Поляков А.И., Колесов Г.М. и др. Состав верхней мантии и свидетельства мантийного метасоматоза в Байкальской рифтовой зоне // *Геохимия. 1989. № 3. С. 349–364.*

Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). Под ред. Ю.Б. Гладенкова. Тр. ГИН РАН. Вып. 488. М.: ГЕОС, 1997. 367 с.

Новиков В.М., Иваненко В.В., Карпенко М.И., Колосков А.В. Возраст молодого вулканизма юго-востока Индокитая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 39–44.

Николаев В.Г. Эволюция континентальных деструктивных осадочных бассейнов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 46–49.

Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1:250 000. Под ред. Н.А. Богданова и В.Е. Хаина. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.

Олейников А.В. Некоторые вопросы стратиграфии кайнозойских вулканических полей Среднего и Северного Сихотэ-Алиня. В кн.: Кайнозой Востока СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 50–57.

Очерки тектонического развития Камчатки. Под ред. В.В. Белоусова. М.: Наука, 1987. 247 с.

Перепелов А.Б., Антитин В.С., Иванов А.В., Каблуков А.В. Калиевый щелочной базальтоидный магматизм Западной Камчатки: возраст, геохимические и минералогические особенности, геодинамическая интерпретация // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН, 2002. С. 51–52.

Петухова Л.Л., Приходько В.С. Позднекайнозойский вулканизм на континентальной окраине Дальнего Востока России: региональные особенности // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 60–62.

Полин В.Ф., Сахно В.Г., Екимов Н.А. и др. Пантеллерит-комендит-щелочно-гранитная ассоциация палеогеновой контрастной серии Чукотского звена ОЧВПП // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 129–132.

Поляков Г.В., Ием Н.Ч., Балькин П.А. и др. Новые данные по ультракалиевым основным породам северного Вьетнама – кокитам // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 148–158.

Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 152 с.

Приходько В.С., Чеснер К.Е., Этлингер Е.Д. и др. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье) // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 3. С. 140–142.

Пуцаровский Д.Ю., Пуцаровский Ю.М. Состав и строение мантии Земли // Соросовский образовательный журнал. 1998. № 11. С. 111–119.

Рабкин М.И. Щелочные основные и ультраосновные эффузивы южной части Чукотского полуострова. М.-Л.: Водтрансиздат, 1954. 264 с.

Расказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.

Расказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Sr-изотопная систематика средне-позднемиоценовых магматических источников южного Приморья // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российск. конф. по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: 2000. С. 294–296.

Ростовский Ф.И. Эоценовый вулканизм и особенности золото-серебрянного оруденения Северного Приморья // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Тез. докл. Всес. совещ. Владивосток, 1976. С. 430–432.

Руженцев С.В., Моссаковский А.А., Меланхолина Е.Н. Геодинамика Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли: сейсмотомографический аспект (постановка проблемы) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 5–20.

Рыбалко В.И., Овечкин В.Н., Климова Р.С. Кайнозойские базальтоиды амгинской серии (северо-восточное Приморье) // Сов. геология. 1980. № 12. С. 59–71.

Салун С.А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской складчатой системы. М.: Недра, 1978. 182 с.

Саранина Е.В. Эволюция и изотопно-геохимические параметры позднекайнозойского магматизма (на примере юга Дальнего Востока и Восточного Саяна). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2002. 17 с.

Сахно В.Г., Коваленко С.В. Островодужные ассоциации вулканогенных пород в структурах активных континентальных окраин Дальнего Востока и геодинамические условия их формирования // Тез. докл. Международ. совещ. по геодинамике западной части Тихого океана 29 мая–4 июня 1981 г. Вып. 2. Южно-Сахалинск. 1981. С. 31–32.

Сахно В.Г., Чащин А.А. Кайнозойский рифтогенный вулканизм континентальной части Востока Азии // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 111–114.

Сахно В.Г., Моисеенко В.Г. Кайнозойский внутриплитный вулканизм Амурской мегаструктуры. Вопросы корреляции и геодинамики // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российс. конф. по изотопной геохронологии. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: 2000. С. 332–335.

Семенов Д.Ф. Магматические формации Тихоокеанских складчатых областей. М.: Наука, 1982. 168 с.

Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм. Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 49 с.

Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 181 с.

Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 3–21.

Супруненко О.И., Марковский Б.А. Щелочные вулканы полуострова Кроноцкого (Камчатка) // Докл. АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 682–685.

Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 239 с.

Титаева Н.А. К вопросу о происхождении резервуара НИМУ в океанической мантии // Геохимия магматических пород. XIX Всес. семинар. 6–7 апреля 2000 г. М.: ГЕОХИ РАН. 2000. С. 140–141.

Тихомирова С.Р. Позднекайнозойские тешениты Восточной Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 626–629.

Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. Под ред. А.Д. Щеглова, С.С. Зимина. М.: Наука, 1991. 264 с.

Фаворская М.А., Руб М.Г., Кизай В.А. и др. Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 328 с.

Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. К геохимии позднемеловой шошонитовой ассоциации Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1990. № 3. С. 30–39.

Федоров П.И., Серегина И.Ф. Геохимия позднекайнозойских щелочных вулканитов мыса Наварин (Корякское нагорье) // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 94–100.

Федоров П.И., Колосков А.В., Ляпунов С.М. Геохимия и петрология позднекайнозойских вулканитов мыса Наварин (восток Корякского нагорья) // Геохимия. 1993. № 9. С. 1284–1296.

Федоров П.И., Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Кайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья (Северо-Восток России) и геодинамические обстановки его проявления // Тихоокеанская геология. 1996. № 3. С. 3–14.

Федоров П.И., Шатино М.Н. Геохимия неогеновых вулканитов перешейки Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. 1998. № 2. С. 1–18.

Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм юго-востока Корякского нагорья (Северо-восток России): петрогенезис пород и обстановки их формирования // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 90–105.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Геохимия и петрология позднемеловых-кайнозойских базальтов зон растяжения на континентальной окраине северо-востока Азии // Геохимия. 1999. № 2. С. 115–132.

Федоров П.И., Золотарев Б.П., Колосков А.В. и др. Ксенолиты аплитов из щелочных базальтов мыса Наварин, Корякское нагорье // Геохимия магматических пород. XIX Всес. семинар. 6–7 апреля 2000 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2000а. С. 150–151.

Федоров П.И., Ляпунов С.М., Колосков А.В., Филатова Н.И. Глубинные ксенолиты из щелочных базальтов Корейского региона // Геохимия магматических пород. XIX Всес. семинар. 6–7 апреля 2000 г. М.: ГЕОХИ РАН, 2000б. С. 151–152.

Федоров П.И., Колосков А.В. Базальты Болонского вулкана (Приморье) // Петрография на рубеже XXI века. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар: 2000. С. 209–211.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Состав и петрогенезис кайнозойских вулканитов Корейского региона // Петрография на рубеже XXI века. Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар: 2000. С. 211–214.

Федоров П.И., Филатова Н.И., Дриль С.И. и др. Кайнозойский вулканизм южной части Кореи // Тихоокеанская геология. 2002. № 3. С. 94–106.

Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.

Федоров П.И., Колосков А.В. Кайнозойский вулканизм Юго-Восточной Азии // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 389–420.

Федоров П.И., Колосков А.В., Беляцкий Б.В. Позднекайнозойский вулканизм востока Корякского нагорья: новые данные об изотопно (Sr-Nd-Pb)-геохимическом составе толеитовых и щелочных базальтов мыса Наварин // Щелочной магматизм Земли. Тр. научн. школы. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 164–167.

Федоровский В.С., Скляр Е.В. Комплексы метаморфических ядер зон растяжения как результат коллизионной геодинамики // Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты. Т. II. Материалы XXXIV тектонич. совещ. 30 января–3 февраля 2001 г. М.: ГЕОС, 2001. С. 252–255.

Федорчук А.В., Филатова Н.И., Шилов В.Н. и др. Кайнозойский рифтогенный магматизм района Кильчу-Менчхон (КНДР) // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 90–95.

Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1. № 6. С. 645–656.

Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85–101.

Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Наука, 1988. 264 с.

Филатова Н.И. Сравнительная характеристика базальтоидов окраинноконтинентальных зон растяжения Востока Азии и океанических островов Тихого океана: изотопный и сейсмотомографический аспекты // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С. 11–41.

Филатова Н.И., Дагис Л.А. Строение тыловой части Западнокамчатского-Корякского вулканического пояса (на примере Русскогорского ареала) // Тихоокеанская геология. 1990. № 2. С. 23–32.

Филатова Н.И., Ким Зон Хи, Ким Хен Со. Тектоника Корейского полуострова // Изв. АН СССР. Сер. геологич. 1991. № 6. С. 131–144.

Филатова Н.И., Чанг К.Х. Позднемезозойские латеральные ряды обстановок осадконакопления Корейско-Японского региона // Докл. РАН. 2000. Т. 369. № 1. С. 100–104.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Зоны маастрихт-кайнозойского рифтогенеза на северо-западном континентальном обрамлении Тихого океана // Проблемы геологии и

металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Матер. научно-практич. конференции (Билибинские чтения). Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. Под ред. В.И. Гончарова. Магадан. 2001а. С. 89–91.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология. 2001б. № 5. С. 519–546.

Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм и геодинамика Корейско-Японского региона // Геотектоника. 2003. № 1. С. 54–77.

Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.

Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемиловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 185–203.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Фролова Т.И. Магматизм как индикатор деструктивных структур континентов // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 247–250.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Являются ли известково-щелочные серии трассерами субдукционных обстановок? // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонич. совещ. 2–5 февраля 1999 г. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 250–252.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хаин В.Е., ЛомIZE М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.

Хаин В.Е., Хаин Е.В. О некоторых явлениях, сопутствующих развитию континентальных окраин андско-кордильерского типа на примере юго-западной и южной окраин Сибирской платформы. Тектоника Азии. Программа и тезисы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 232–234.

Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 1993. 31 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. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. Материалы XXX тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойе и золотое оруденение. В кн.: Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–30.

Харахинов В.В. Тектоника Охотоморской нефтегазоносной провинции. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Оха-на-Сахалине: САХАЛИННИПИМОРНЕФТЬ, 1998. 54 с.

Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 324 с.

Цветков А.А., Волюнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 2. № 1. С. 123–151.

Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р. и др. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.

Чехович В.Д., Богданов Н.А. Кайнозойская история северо-западного обрамления глубоководных котловин Берингова моря // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1999. № 3. С. 3–12.

Чичагов В.П., Рим Квон Мук, Черкинский А.Е., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст деревьев, погребенных тефрой вулкана Пэктусан на севере Кореи // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 169–172.

Шанцер А.Е., Краевая Т.С. Формационные ряды наземного вулканического пояса. М.: Наука, 1980. 162 с.

Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчатки // Бюлл. МОИП. Сер. геологич. 1999. Т. 74. Вып. 6. С. 20–28.

Шапиро М.Н., Ландер А.В. Коллизионные и постколлизионные структуры в зоне восточных полуостровов и заливов Камчатки // Тезисы докл. 9-й Межд. тектонич. конф. им Л.П. Зоненшайна 29 окт.–3 ноябр. 2001 г. М., 2001. С. 513–514.

Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.

Эволюция магматизма в истории Земли. Магматические горные породы. Т. 6. Под ред. В.И. Коваленко. М.: Наука, 1987. 438 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Позднемезозойский-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной и Восточной Азии // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 8. С. 132–141.

Ярмолюк В.В., Самойлов В.С., Иванов В.Г. и др. Состав и источники базальтов позднепалеозойской рифтовой системы Центральной Азии (на основе геохимических и изотопных данных) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1027–1042.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.

Ясныгина Т.А. Источники магматизма континентальных окраин в средне-позднекайнозойских структурах растяжения Японского моря и Рио-Гранде по геохимическим данным. Автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2004. 19 с.

Allan J.F., Gorton M.P. Geochemistry of igneous rocks from legs 127 and 128, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 905–929.

Anderson D.L., Tanimoto T., Zhang Y.-S. Plate tectonics and hotspots: the third dimension // Science. 1992. V. 256. P. 1645–1650.

Angelier J., Bergerat F., Chu H.-T. et al. Tectonic analysis and the evolution of a curved collision belt: the Hsuenshan range, northern Taiwan // Tectonophysics. 1990. V. 183. P. 77–96.

Backarc basins: tectonic and magmatism. Ed. B. Taylor. New York: Plenum, 1995. 417 p.

Baker J., Chazot G., Menzies M., Thirwall M. Afar plume-implications for mantle plumes, flood volcanism, and intraplate volcanism // Geology. 1998. V. 26. № 5. P. 431–434.

Barazangi M., Isacks B.I. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America // Geology. 1976. V. 4. P. 686–692.

Barr S.M., MacDonald A.S. Paleomagnetism, age, and geochemistry of the Denchai basalt, Northern Thailand // Earth Planet. Sci. Lett. 1979. V. 46. P. 113–125.

Barr S.M., MacDonald A.S. Geochemistry and geochronology of late Cenozoic basalts of southeast Asia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1981. V. 92. Part II. P. 1069–1142.

Barth F.W. Geology and petrology of the Pribilof islands, Alaska. In: Investigations of Alaskan volcanoes // US Geol. Surv. Bull. 1956. № 1028F. P. 101–160.

Barton M., Hamilton D.L. Water-undersaturated melting experiments bearing upon the origin of potassium-rich magma // Mineral. Mag. 1982. V. 45. P. 267–278.

Basaltic Volcanism Study Project. Basaltic volcanism on the Terrestrial Planets. New York: Pergamon Press, 1981. 1286 p.

Basu A.R., Wang J.-W., Huang W.-K. 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.

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103. P. 30055–30078.

Briaux A., Tapponnier P., Pautot G. Constraints of sea Beam data on crustal fabrics and sea-floor spreading in the South China sea // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 95. P. 307–320.

Briaux A., Patriat P., Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China sea, implications for the Tertiary tectonics of SE Asia // *J. Geoph. Res.* 1993. V. 98. P. 6299–6328.

Budahn J.R., Schmitt R.A. Petrogenetic modeling of Hawaiian tholeiitic basalts: a geochemical approach // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. P. 67–87.

Castillo P.R. The Dupal anomaly as trace of the upwelling lower mantle // *Nature.* 1988. V. 336. P. 667–670.

Castillo P.R. The origin and geodynamic implication of the Dupal isotopic anomaly in volcanic rocks from the Philippine island arc // *Geology.* 1996. V. 24. P. 271–274.

Castillo P.R., Klein E., Bender J. Petrology and Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of mid-ocean ridge basalt glasses from the 11°45'N to 15°00'N segment of the East Pacific rise // *G³ (Geochemistry. Geophysics. Geosystems).* 2000. V. 1. № 1999GC000024.

([www.http://www.agu.org/journals/gc/1999GC000024.pdf](http://www.agu.org/journals/gc/1999GC000024.pdf)).

Celaya M., McCabe R. Kinematic model for the opening of the Sea of Japan and the bending of the Japanese islands // *Geology.* 1987. V. 16. № 1. P. 53–57.

Chamot-Rooke N., Renard V., Le Pichon X. Magnetic anomalies in the Shikoku Basin: a new interpretation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. № 2. P. 214–228.

Chen C.H. Estimation of the degree of partial melting by (Na₂O+K₂O) and Al₂O₃/SiO₂ of basic magmas // *Chem. Geol.* 1988. V. 71. P. 355–364.

Chen C.-H. Comment on «Extensional collapse of the northern Taiwan mountain belt» // *Geology.* 1997. V. 25. P. 855–856.

Chen C.Y., Frey F.A. Trace element and isotopic geochemistry of lavas from Haleakala volcano, east Maui, Hawaii: Implications for the origin of Hawaiian basalts // *J. Geoph. Res.* 1985. V. 90. P. 8743–8768.

Choi S.H., Lee J.I., Park C.-H. et al. Geochemistry of peridotite xenoliths in alkali basalts from Jeju Island, Korea // *The Island Arc.* 2002. V. 11. P. 221–235.

Chung S.-L., Sun S.-S. A new genetic model for the East Taiwan Ophiolite and its implications for Dupal domains in the northern hemisphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 109. P. 133–145.

Chung S.-L., Sun S.-S., Tu K. et al. Late Cenozoic basaltic volcanism around the Taiwan strait, SE China: Product of lithosphere-asthenosphere interaction during continental extension // *Chem. Geol.* 1994. V. 112. P. 1–20.

Chung S.-L., Jahn B.-M., Chen S.-J. et al. Miocene basalts in northwestern Taiwan: evidence for EM-type mantle sources in the continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. № 3. P. 549–555.

Chung S.-L., Cheng H., Jahn B.-M. et al. Major and trace element, and Sr-Nd isotope constraints on the origin of Paleogene volcanism in South China prior to the South China sea opening // *Lithos.* 1997. V. 40. P. 203–220.

Churikova T.G., Dorendorf F., Würner G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 1567–1593.

Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Ed. K.H. Olsen. Elsevier, 1995. 465 p.

Cooper A.K., Marlow M.S., Sholl D.W., Stevenson A.J. Evidens for Cenozoic crustal extension in the Bering sea region // *Tectonics.* 1992. V. 11. P. 39–47.

Cousens B.L., Allan J.F. A Pb, Sr, and Nd isotopic study of basaltic rocks from the Japan Sea, Legs 127/128 // *Proc.ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 805–818.

Cox A., Hopkins D.M., Dalrymple G.B. Geomagnetic polarity epochs: Pribilof islands, Alaska // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1966. V. 77. P. 883–910.

Davies J.H., von Blanckenburg F. Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 129. P. 85–102.

Davis A.S., Pickthorn L.-B.G., Vallier T.L., Marlow M.S. Petrology and age of volcanic-arc rocks from the continental margin of the Bering sea: implications for Early Eocene re-location of plate boundaries // *Can. J. Earth Sci.* 1989. V. 26. № 7. P. 1474–1490.

Davis A.S., Gunn S.H., Gray L.-B. et al. Petrology and isotopic composition of Quaternary basanites dredged from the Bering sea continental margin near Navarin basin // *Can. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. № 5. P. 975–984.

Davis A.S., Marlow M.S., Wong F.L. Petrology of Quaternary basalt from the Bering Sea continental margin // *Proc. Int. Conf. on Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994)*. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 124–137.

Davis P.M. Tomography and seismic anisotropy of Asia and present and past tectonics. In: *The tectonic evolution of Asia*. Eds. An Yin, T.M. Harrison. Cambridge: Univ. Press, 1996. P. 85–94.

DePaolo D.J. Neodymium isotope chemistry. An introduction. New-York: Springer-Verlag, 1988. 181 p.

DePaolo D.J., Johnson R.W. Magma genesis in the New Britain island arc: constraints for Nd and Sr isotopes and trace element patterns // *Contrib. Miner. Petrol.* 1979. V. 70. P. 367–379.

Dixon T.H., Batiza R., Futa K., Martin D. Petrochemistry, age, and isotopic composition of alkali basalts from Ponape Island, western Pacific // *Chemical Geology*. 1984. V. 43. P. 1–28.

Dungan M.A., Lindstrom M.M., McMillan N.J. et al. Open system magmatic evolution of the Taos plateau, volcanic field, Northern New Mexico. 1. Petrology and geochemistry of the Servilleta basalt // *J. Geoph. Res.* 1986. V. 91. № B6. P. 5999–6028.

Dziewonski A. Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in P velocity up to degree and order 6 // *J. Geoph. Res.* 1984. V. 89. P. 5929–5952.

Encarnacion J., Fernandez D., Mattinson J. Subduction initiation by extrusion tectonics? Evidence from the Palawan ophiolite, Philippines // *EOS Trans. AGU. Fall Meet. Suppl.* 2001. V. 82. Abstr. № T42G-03.

Engebretson D.C., Cox A., Debiche M. Reconstructions, plate tectonics and trajectories of oceanic and continental plates in the Pacific Basin. In: *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Ocean Basin*. Boulder, Colorado: Geol. Soc. Amer., 1987. P. 19–35.

England P., Houseman G. Extension during continental convergence with application to the Tibetan plateau // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. P. 17561–17579.

Fan Q., Hooper P.R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition // *J. Petrology*. 1991. V. 32. Pt. 4. P. 765–810.

Fan W.M., Menzies M.A. The composition of lithospheric mantle in rifting volcanism environment: geochemical evidence from Cenozoic basaltic rocks from Leiqiong area. In: *Geochronology and geochemistry of Cenozoic volcanic rocks in China*. Ed. R.X. Liu. Bejin: Seismic Press, 1992. P. 320–329.

Farley K.A., Natland J.H., Craig H. Binary Mixing Of Enriched And Undegassed (Primitive?) Mantle Components (He, Sr, Nd, Pb) In Samoan Lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 111. P. 183–199.

Filatova N.I., Vishnevskaya V.S. Tectonic position of the Mesozoic ophiolitic and island arc formations in Koryak region (Northeastern Russia) // *Circum-Pacific Ophiolites: Proceeding of the 29th IGC. Ophiolite Symposium*. Eds. A. Ishiwatari, J. Malpas, H. Ishizuka. USP Intern. Sci. Publ., the Netherlands. 1994. P. 109–127.

Fitton J.G., James D., Kempton P.D. et al. The role lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the Western United States // *J. Petrol. Spec. Lithosphere Issue*. 1988. P. 331–349.

Flower M.F.J., Zhang M., Chen C.-Y. et al. Magmatism in the South China basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan island, south China // Chem. Geology. 1992. V. 97. № 1–2. P. 65–87.

Flower M.F.J., Tamaki K., Hoang N. Mantle extrusion: a model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the Western Pacific. In: Mantle dynamics and plate interactions in East Asia. Eds. M.F.J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, T.-Y. Lee. Washington D.C.: AGU, 1998a. P. 67–88.

Flower M.F.J., Lo C.-H., Li Peizhong et al. High-K Magmatism in the Panxi Rift (western Yunnan): Slab Break-off, Asthenosphere Extrusion, and Tectonic Erosion // 1998 Western Pacific Geoph. Meeting. 1998. P. V22A-02.

Flower M.F.J., Russo R.M., Tamaki K., Hoang N. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) «high-tide mark»: evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure // Tectonophysics. 2001. V. 333. P. 9–34.

Francis D.M. The origin of amphibole in lherzolite xenoliths from Nunivak Island, Alaska // J. Petrol. 1976. V. 17. P. 357–378.

Francis D.M. The implications of the compositional dependence of texture in spinel lherzolite xenoliths // J. Geol. 1978. V. 186. P. 473–486.

Frey F.A., Clague D.A. Geochemistry of diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii: petrogenetic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 66. P. 337–355.

Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M. et al. Geological implication of the whole mantle P-wave tomography // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 4–23.

Furukawa Y., Tatsumi Y. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: unusual magmatism in SW Japan at 13–15 Ma // Geoph. Res. Lett. 1999. V. 26. № 15. P. 2271–2274.

Gallagher K., Hawkesworth C.J. Dehydration melting and the generation of continental flood basalts // Nature. 1992. V. 258. P. 57–59.

Garcia M.O., Jorgenson B.A., Mahoney J.J. et al. An evaluation of temporal geochemical evolution of Loihi summit lavas: results from Alvin submersible dives // J. Geoph. Res. 1993. V. B98. P. 537–550.

Giardini D., Woodhouse J.H. Horizontal shear flow in the mantle beneath the Tonga arc // Nature. 1986. V. 319. P. 551–555.

Gill J.B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji, and its evolution as an island arc // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 27. № 3. P. 179–203.

Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography // Geoph. J. Int. 2000. V. 142. P. 27–36.

Goto K., Arai S. Petrology of xenoliths in lamprophyre from Shingu, Southwest Japan: implication for origin of Fe-rich mantle peridotites // Mineral. and Petrol. 1987. V. 37. P. 137–155.

Green T.H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 347–359.

Green T.H., Pearson N.J. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 55–62.

Griffin W.L., Andi Z., O'Reilly S.Y., Ryan C.G. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Mantle dynamics and plate interactions in East Asia Geodynamics. Eds. M.F.J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, T.-Y. Lee. AGU. 1998. P. 107–126.

Halliday A.N., Fallick A.E., Dickin A.P. et al. The isotopic and chemical evolution of Mount St. Helens // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 63. P. 241–256.

Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 273–296.

Hart W.K., Wolde G.G., Walter R.C. et al. Basaltic volcanism in Ethiopia: Constraints on continental rifting and mantle interactions // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. № B6. P. 7731–7748.

Hawkesworth C.J., Rogers N.W., Ellam R.M. et al. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 96. P. 256–268.

Hibbard J.P., Karig D.E. Structural and magmatic responses to spreading ridge subduction: an example from southwest Japan // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 2. P. 207–230.

Hickey-Vargas R., Herget J.M., Spadea P. The Indian ocean-type isotopic signature in Western Pacific marginal basins: origin and significance. In: *Active margins and marginal basins of the Western Pacific*. Washington D.C.: AGU, 1995. P. 175–198.

Hirata N., Kinoshita H., Katao H. et al. Report on DELP 1988 cruises in the Okinawa Trough: Part 3. Crustal structure of the southern Okinawa Trough // *Bull. Earthquake Res. Inst.* 1991. Univ. Tokyo. V. 66. P. 37–70.

Hoa T.T., Yem N.T., Phuong N.T. et al. Magnesian-ultrapotassic magmatic rocks and lamproite problems in northwestern Vietnam. Proc. IGCP Sump. Geol. Of SE Asia. Hanoi, XI-1995 // *J. Geology*. 1995. Ser. B. № 5–6. P. 412–419.

Hoang N., Flower M.F.J., Carlson R.W. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1996. V. 60. № 22. P. 4329–4351.

Hoang N., Flower M.F.J. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: implication for origins of a «Diffuse Igneous Province» // *J. Petrology*. 1998. V. 39. № 3. P. 369–395.

Hoare J.M., Condon W.H., Cox A., Dalrymple G.B. Geology, paleomagnetism and potassium-argon ages of basalts from Nunivak Island, Alaska // *Geol. Soc. of Am. Memoir*. 1968. V. 116. P. 377–412.

Hoare J.M., Coonrad W.L. The Togiak basalt: a new formation in southwestern Alaska // *Bull. Geol. Surv. USA*. 1980. № 1482-C. 11 p.

Hochstaedter A.G., Kepezshinkas P.K., Defant M.J. et al. On the tectonic significance of arc volcanism in Northern Kamchatka // *J. of Geol.* 1994. V. 102. P. 639–654.

Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997. V. 385. № 6613. P. 219–229.

Hopkins D.M. Geology of the Imuruk Lake area, Seward peninsula, Alaska // *Bull. Geol. Surv. USA*. 1963. № 1141-C. 101 p.

Hsu C.-N., Chen Ju-chin. Geochemistry of late Cenozoic basalts from Wudalianchi and Jingpohu areas, Heilongjiang province, northeast China // *J. Asian Earth Sci.* 1998. V. 16. № 4. P. 385–405.

Hsu C.-N., Chen Ju-chin, Ho Kung-suan. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from Kirin province, northeast China // *Ceochem. J.* 2000. V. 34. № 1. P. 33–58.

Hsu S., Sibuet J., Shyu C. Insights on rifting tectonics of the East China Sea and the Okinawa trough // *Thes. 1999 Fall Meeting AGU*. 1999. P. T51B-04.

Hussong D.M., Uyeda S. Tectonic processes and the history of the Mariana arc: a synthesis of result from DSDP Leg 60 // *Init. Repts. of the DSDP*. Washington DC: US Govt. Printing Office, 1981. V. 60. P. 909–929.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification on the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523.

Iwamori H. Degree of melting and source composition of Cenozoic basalts in southwest Japan: evidence for mantle upwelling by flux melting // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1992. V. 97. № 47. P. 10983–10995.

Jahn B.M. Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan Ophiolite: chemical and isotopic evidence // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1986. V. 92. P. 194–206.

Jolivet L., Davy Ph., Cobbod P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1990. V. 9. № 6. P. 1409–1419.

Jolivet L., Tamaki K. Neogene kinematics in the Japan Sea region and volcanic activity of the northeast Japan arc // *Proc. ODP Res.* 1992. V. 127/128. Part 2. P. 1311–1331.

Jolivet L., Shubuya H., Fournier M. Paleomagnetic rotations and the Japan Sea opening. In: Active marginal basins of the Western Pacific. Washington: AGU Geoph. Monogr. 88. 1995. P. 355–369.

Juang W.S. K-Ar dating and geochemical studies of Miocene basalts in western Taiwan // Handbk. Annu. Meet. Geol. Soc. China. Tainan, Taiwan. 1992. P. 88.

Kamata H., Kodama K. Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyushu island at the junction of the southwestern Japan arc and the Ryukyu arc // Tectonophysics. 1994. V. 233. P. 69–81.

Kane M., Yoshida T., Aoki K. Geochemical study of the volcanic rocks of the Ulreung island, Korea // Res. Rept. Lab. Nucl. Sci. Tokyo Univ. 1985. V. 18. № 1. P. 139–157.

Kaneoka I., Takigami Yu., Takaoka N. et al. ^{40}Ar - ^{39}Ar analysis of volcanic rocks recovered from the Japan Sea floor: constraints on the age of formation of the Japan Sea // Proc. ODP, Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 819–836.

Kang P.Ch., Cho J.D., Choi J.H. et al. Bouguer gravity anomaly map, the southern part of Korea. Scale 1:1 000 000. KIGAM. 1996.

Kano K. Volcaniclastic sedimentation in a shallow-water marginal basin: the Early Miocene Koura formation, SW Japan // Sediment. Geol. 1991. V. 74. P. 309–321.

Kay R.W., Sun S.-S., Le-Hu C.-N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian islands and Pribilof islands, Alaska // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 263–273.

Ke Ru, Pigott J.D. Episodic rifting and subsidence in the South China sea // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1986. V. 70. P. 1136–1155.

Kelemen P.B., Shimizu N., Dunn T. Relative depletion of niobium in some arc magmas and the continental crust: partitioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 120. P. 111–134.

Kepezhinskas P., McDermott F., Defant M.J. et al. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 577–600.

Kersting A.B., Arculus J., Gust D.A. Lithospheric contributions to arc magmatism: isotope variations along strike in volcanoes of Honshu, Japan // Science. 1996. V. 272. № 5267. P. 1464–1468.

Kim K.H., Tanaka T., Nagao K., Jang S.K. Nd and Sr isotopes and K-Ar ages of the Ulreungdo alkali volcanic rocks in the East sea, South Korea // Geochem. J. 1999. V. 33. P. 317–341.

Kim Y.K., Lee D.S. Petrology of alkali volcanic rocks in the northern part of Ulreung island // J. Korean Ins. Min. Geol. 1983. V. 16. P. 19–36.

Kim Y.K., Lee D.S., Lee K.H. Fractional crystallization of the volcanic rocks from Dog island, Korea // J. Geol. Soc. of Korea. 1987. V. 23. P. 67–82.

Kimura G. Collision orogeny at arc-arc junctions in the Japanese islands // Island Arc. 1996. V. 5. P. 262–275.

Kimura I., Tamaki K. Collision, rotation and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Sea // Tectonics. 1986. V. 5. № 3. P. 389–401.

Kimura J.I., Yoshida T. Mantle diapir – induced arc volcanism: the Ueno basalts, Notagi-Toge and Hida volcanic suites, central Japan // The Island Arc. 1999. V. 8. № 5. P. 304–302.

Kimura M. Back-arc rifting in the Okinawa trough // Mar. Pet. Geol. 1985. V. 2. P. 222–240.

Kudrass H.R., Wiedicke M., Cepek P. et al. Mesozoic and Cenozoic rocks dredges from the South China sea (Reed bank area) and Sulu sea, and their significance for plate tectonic reconstruction // Mar. Pet. Geol. 1986. V. 3. P. 19–30.

Kung-Suan Ho, Chen J.-C., Juang W.-S. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China // J. Asian Earth Sci. 2000. V. 18. P. 307–324.

Lacassin R., Maluski H., Leloup P.H. et al. Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina: structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from NW Thailand // Geoph. Res. 1997. V. 102. № 135. P. 10013–10037.

Lallemand S., Jolivet L. Japan sea: a pull-apart basin? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 76. P. 375–389.

Lallemand S., Cadet J.-P., Jolivet L. Geodynamic evolution of the Northeast Japan continental margins during Cenozoic times: new insights // *Bull. Soc. Geol. France.* 1987. V. 8. T. III. № 3. P. 499–509.

Lambert D.D., Simmons E.C. Magma evolution in the Stillwater Complex, Montana, 1, Rare-Earth element evidence for the formation of the Ultramafic Series // *American Journal of Sciences* 1987. V. 287. P. 1–32.

Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson Jr. G.N., Hart S.R. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1978. V. 37. P. 380–392.

Langphere M.A., Frey F.A. Geochemical evolution of Kohala volcano, Hawaii // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V.95. № 1. P. 100–113.

Large igneous provinces. Eds. J. Mahoney, M.F. Coffin. Washington D.C.: AGU, 1997. V. 100. 438 p.

Lee J.-S., Pouclet A. Le volcanisme neogene de Pohang (SE Coree), nouvelles contraintes geochronologiques pour l'ouverture de la Mer du Japon // *C.R. Acad. Sci. Paris.* 1988. T. 307. Ser. II. P. 1405–1411.

Lee M.-W. Petrology and geochemistry of Jeju volcanic island, Korea // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 1982a. Ser. 3. № 2. P. 177–256.

Lee M.-W. Petrology of Jeju volcanic island, Korea. Part 1. Petrography and bulk chemical composition // *J. Geol. Soc. of Korea.* 1982b. V. 17. P. 203–214.

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. of Korea.* 1994. V. 30. № 6. P. 521–541.

Lee T.-Y., Chen C.-Y., Lo C.-H. et al. Preliminary results of ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of Cenozoic basalts in the Indochina region and its tectonic implications // *J. Asian Earth Sci.* 1998. V. 94. P. 117–128.

Lee-Wong F., Vallier L., Hopkins D.M., Silberman M.L. Preliminary report on the petrography and geochemistry of basalts from the Pribilof islands and vicinity, southern Bering sea // *US Geol. Surv.* 1979. Open-File 79–1556.

Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L. Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision // *Tectonics.* 1992. V. 11. P. 1085–1098.

Lin J.L., Fuller M., Zhang W.Y. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks // *Nature.* 1985. V. 313. P. 444–449.

Liu F.-T., Hua W., Jian-hua L. et al. 3-D velocity images beneath the Chinese continent and adjacent regions // *Geoph. J. Int.* 1990. V. 101. P. 379–394.

Liu J. Study on geochronology of the Cenozoic volcanic rocks in Northeast China // *Acta Petrologica Sinica.* 1987. № 4. P. 21–31.

Liu J. The Cenozoic volcanic episodes in Northeast China // *Acta Petrologica Sinica.* 1988. № 1. P. 1–10.

Liu R.X., Sun J.Z., Chen W.J. Cenozoic basalts in North China – their distribution, geochemical characteristics and tectonic implications // *Geochemistry (China).* 1983. V. 1. P. 17–38.

Loubet M., Sassi R., DiDonato G. Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 89. P. 299–315.

Lüdmann T., Wong H.K. Neotectonic regime on the passive continental margin of the northern South China sea // *Tectonophysics.* 1999. V. 311. P. 113–138.

Luhr J.F., Allan J.F., Carmichael I.S.E. et al. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican volcanic belt // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4515–4530.

Ma X.Y. Lithospheric dynamics map of China and adjacent seas (1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing: Geol. Publishing House, 1987.

Maaloe S., James D., Smedley P. et al. The Koloa volcanic suite of Kauai, Hawaii // *J. Petrol.* 1992. V. 33. Part 4. P. 761–784.

Mahoney J.J., Natland J.H., White W.M. et al. Isotopic and geochemical provinces of the western Indian ocean spreading // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. P. 4033–4052.

Mahoney J.J., LeRoex A.P., Peng Z. et al. Southwestern limits of Indian ocean ridge mantle and the origin of low- $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mid-ocean ridge basalt: isotope systematics of the central Southwest Indian Ridge (17° – 50°E) // *J. Geoph. Res.* 1992. V. 97. P. 19771–19790.

Mantle xenoliths. P.H. Nixon (ed.). N.-Y.: John Wiley, 1987. 844 p.

Mark R.K. Strontium isotopic study of basalts from Nunivak Island, Alaska. Ph. D. Thesis. Stanford, California, Stanford Univ. 1971. 50 p.

Maryama S. Plume tectonics // *J. Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–49.

McMillan N.J., Dickin A.P., Haag D. Evolution of magma source regions in the Rio Grande rift, southern New Mexico // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2000. V. 112. P. 1582–1593.

Menzies M.A., Murthy V.R. Nd and Sr isotope geochemistry of hydrous mantle nodules and their host alkali basalts: Implications for local heterogeneities in metasomatically veined mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 46. P. 323–334.

Miki M. Two-phase opening model for the Okinawa trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100. P. 8169–8184.

Miller C., Schuster R., Klützli U. et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis // *J. Petrol.* 1999. V. 40. № 9. P. 1399–1424.

Miyake Y. Geochemistry of igneous rocks of Shimane peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan sea margin // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 451–472.

Miyashiro A. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.

Miyashiro A. Hot regions and origin of marginal basins in the western Pacific // *Tectonophysics.* 1986. V. 122. P. 195–216.

Moll-Stalcup E.J. Latest Cretaceous and Cenozoic magmatism in mainland Alaska. In: *The geology of North America. V. G-i, The geology of Alaska.* Eds. G. Plafker, H.C. Berg. Colorado: Boulder, 1994. P. 589–619.

Moll-Stalcup E.J. The origin of the Bering sea basalt province, western Alaska // *Proceedings of the Int. Conf. Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994).* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 113–123.

Moore G.W. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region. Explanatory notes. USA, Tulsa, Oklahoma: Amer. Assoc. Petroleum Geol., 1982. 120 p.

Morris P.A., Kagami H. Nd and Sr isotope systematics of Miocene to Holocene volcanic rocks from Southwest Japan: volcanism since the opening of the Sea of Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1989. V. 92. P. 335–346.

Mukasa S.B., Fischer G.M., Barr S.M. The character of the subcontinental mantle in southeast Asia: evidence from isotopic and elemental compositions of extension-related Cenozoic basalts in Thailand. In: *Earth processes: reading isotopic code.* Washington D.C.: AGU, 1996. V. 95. P. 233–252.

Nakamura E., Campbell I.H., McCullough M.T. Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China // *J. Geoph. Res.* 1989. V. 94. № B4. P. 4634–4654.

Nakamura E., McCullough 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. 207–233.

Niitsuma N., Akiba F. Neogene tectonic evolution and plate subduction in the Japanese island arc. In: *Formation of active ocean margins.* Eds. N. Nasu et al. Tokyo: Terra Sci., 1985. P. 75–108.

Nixon P.N., Rogers N.W., Gibson J.L. et al. Depleted and fertile mantle xenoliths from southern African kimberlites // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1981. V. 9. P. 285–309.

Nohda S., Tatsumi Y., Yamashita Sh., Fujii T. Nd and Sr isotopic study of Leg 127 basalts: implications for the evolution of the Japan Sea backarc basin // Proc. ODP, Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 899–904.

Nye C.J., Reid M.R. Geochemistry of primary and least fractionated lavas from Okmok volcano, central Aleutians: implications for arc magmatogenesis // J. Geoph. Res. 1986. V. 91. № B10. P. 10271–10287.

Okamura S., Martynov Y.A., Furuyama K., Nagao K. K-Ar ages of the basaltic rocks from Far East Russia: constraints on the tectono-magmatism associated with the Japan sea opening // The Island Arc. 1998a. V. 7. P. 271–282.

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

Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A. Cenozoic magmatism of the North-eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // J. Petrology. 2005. V. 46. № 2. P. 221–253.

Otofujii Y., Matsuda T. Amount of clockwise rotation of Southwest Japan fan shape opening of the southwestern part of the Japan Sea // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 85. № 78. P. 289–301.

Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Samail ophiolites near Ibru, Oman // J. Geoph. Res. 1981. V. 86. P. 2673–2697.

Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island: Petrography and major element chemistry for stratigraphically-controlled lavas from the northern part of Cheju island // J. Geol. Soc. of Korea. 1993a. V. 29. № 1. P. 39–60.

Park J.-B., Kwon S.-T. Geochemical evolution of the Cheju volcanic island (II): Trace element chemistry of volcanic rocks from the northern part of Cheju island // J. Geol. Soc. of Korea. 1993b. V. 29. № 5. P. 477–492.

Park J.-B., Park K.-H. Petrology and petrogenesis of the Cenozoic alkali volcanic rocks in the middle part of Korean peninsula (I): petrography, mineral chemistry and whole rock major element chemistry // J. Geol. Soc. of Korea. 1996. V. 32. № 3. P. 223–249.

Patton W.W., Csejtey B. Geological map of St. Lawrence island, Alaska. US Geol. Surv. Miscellaneous Geol. Invest. Series map I-1203. Scale 1:250 000. 1980.

Patton W.W., Box S.E. Tectonic setting of the Yukon-Koyukuk basin and its borderlands, western Alaska // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. P. 15807–15820.

Peltzer G., Tapponnier P. Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // J. Geoph. Res. 1988. V. 93. № B12. P. 15085–15117.

Peng Z.C., Zartman R.E., Futa K. et al. Pb-, Sr- and Nd-isotopic systematics and chemical characteristics of Cenozoic basalts, eastern China // Chem. Geol. 1986. V. 59. P. 3–33.

Petrova T., Esin S., Shimazu M. Cenozoic shoshonites of the Eastern Sikhote-Alin // J. Conf. Abs. V.M. Goldschmidt Conf. 1996. V. 1. № 1. P. 462.

Poucllet A., Bellon H. Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // Proc. ODP. Sci. Res. 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.

Rangin C., Klein M., Rogues D. et al. The Red River fault system in the Tonkin gulf, Vietnam // Tectonophysics. 1995. V. 243. P. 209–222.

Rangin C., Spakman W., Pubellier M. et al. Tomographic and geological constraints on subduction along the eastern Sundaland continental margin (South-East Asia) // Bull. Soc. geol. France. 1999. T. 170. № 6. P. 775–788.

Reagan M.K., Gill J.B. Coexisting calcalkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources // J. Geoph. Res. 1989. V. 94. № B4. P. 4619–4633.

Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R., Reid D.L. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis ridge basalts and implications for their mantle source // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 327–342.

Ringwood A.E. Slab-mantle interactions. 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of upper mantle // *Chem. Geol.* 1990. V. 82. P. 187–207.

Roden M.F. Geochemistry of earth's mantle, Nunivak Island, Alaska and other areas – evidence from xenolith studies. Ph. D. Diss. Cambridge, Mass., Massachusetts Inst. of Technology. 1982. 413 p.

Roden M.F., Frey F.A., Francis D.M. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 546–577.

Roden M.F., Francis D.M., Frey F.A. Upper mantle composition beneath the eastern Bering Sea // *Proceedings of the Int. Conf. Arctic Margins (Magadan, Russia, Sept. 1994).* Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 147–152.

Ru K., Piggot J.D. Episodic rifting and subsidence in the South China sea // *Bull. Amer. Assoc. Pet. Geol.* 1986. V. 70. P. 1136–1155.

Rubenstone J.L. Geology and geochemistry of early Tertiary submarine volcanic rocks of the Aleutian Islands and their bearing on the development of the Aleutian Island Arc. Ph.D. Thesis, 1985. Itaka, N.-Y. 350 p.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 86. P. 225–239.

Sacks P.E., Secor D.T. Delamination in collisional orogens // *Geology.* 1990. V. 18. P. 999–1002.

Sakai T., Okada H. Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the Axial and Kurosegawa Tectonic Zones in Kyushu, SW Japan. In: *Cretaceous environmental change in East and South Asia.* Tokyo: Geol. Soc. Japan. 1997. P. 7–28.

Sakuyama M., Nesbit R.W. Geochemistry of the Quaternary volcanic rocks of the Northeast Japan arc // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1–4. P. 413–450.

Sato K., Saito K., Bretstein Yu.S. K-Ar ages of the volcanic rocks in the Sikhote-Alina area // *Japan Earth and Planet. Sci. Joint Meeting.* 1993. P. 308.

Saunders A.D., Tarney J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia sea // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1979. V. 43. P. 555–572.

Savostin L., Zonenshain L., Baranov B. Geology and plate tectonics of the Sea of Okhotsk. In: *Geodynamic of the Western Pacific-Indonesian Region.* Washington: AGU, 1983. P. 198–228.

Sawada Y. Intrusive complexes associated with the Neogene Kakeya couldron, Shimane prefecture, Southwest Japan – several problems concerning the magma types and the rock series of non-alkaline rocks // *J. Geol. Soc. Jpn.* 1978. V. 84. P. 177–200.

Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1970. V. 4. P. 237–242.

Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–108.

Shibata T., Nakamura E. Across-arc variations of isotope and trace element compositions from Quaternary basaltic rocks in Northeastern Japan: for interaction between subducted oceanic slab and mantle wedge // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102. P. 8051–8064.

Shimazu M., Kawano Y., Kagami H. Major and minor element compositions and Sr, Nd isotope ratios of basaltic rocks from the Pohang-Yangnam area, Korea // *J. Min. Petr. Econ. Geol.* 1990. V. 85. № 9. P. 405–415.

Shimazu M., Kawano Y. Petrochemistry and tectonic setting of the Tertiary volcanic rocks from North Sikhote Alin // *J. Min. Petr. Econ. Geol.* 1999. V. 94. P. 145–161.

Shinjo R. Geochemistry of high-Mg andesites and the tectonic evolution of the Okinawa Trough-Ryuku arc system // *Chem. Geology.* 1999. V. 157. № 1. P. 69–88.

Shinjo R., Chung S.-L., Kato Y. et al. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa trough and Ryukyu arc: implications for the evolu-

tion of a young, intracontinental back arc basin // *J. Geoph. Res.* 1999. V. 104. № B5. P. 10591–10608.

Shinjo R., Kato Y. Geochemical constraints on the origin of bimodal magmatism at the Okinawa trough, an incipient back-arc basin // *Lithos.* 2000. V. 54. P. 117–137.

Shiono K. Seismicity of the SW Japan Arc – subduction of the young Shikoku Basin // *Modern Geology.* 1988. V. 12. № 5. P. 449–464.

Shuto K., Yashima R. Lateral variation of major and trace-elements in the Pliocene volcanic rocks of the Northeast Japan arc // *J. Miner. Petrol. Econom. Geol.* 1990. V. 85. № 5. P. 364–389.

Sibuet J.-C., Hsu S.-K., Shyu C.-T. et al. Structural and kinematic evolutions of the Okinawa trough backarc basin. In: *Backarc basins: tectonics and magmatism.* Ed. B. Taylor. New York: Plenum, 1995. P. 343–379.

Smith A.D. The continental mantle as a source for hotspot volcanism // *Terra Nova.* 1993. V. 5. P. 452–460.

Smith A.D. The geodynamic significance of the DUPAL anomaly in Asia. In: *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia Geodynamics.* Eds. M.F.J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, T.-Y. Lee. AGU. 1998. P. 89–105.

Sohn Y.K. Geology of Tok island, Korea: eruptive and depositional processes of a shoaling to emergent island volcano // *Bull. Volcanol.* 1995. V. 56. P. 660–664.

Song S., Lee H.K., Yun H. Petrogenesis of tertiary volcanic rocks from the southeastern part of Korea. In: *Tectonic evolution of eastern Asian continent.* Ed. Y.I. Lee, J.H. Kim. Geol. Soc. Korea 50th Anniv. Intern. Sympos. 1997. P. 219–224.

Song Y., Frey F.A. Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, eastern China: implications for subcontinental mantle heterogeneity // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1989. V. 53. P. 97–113.

Song Y., Frey F.A., Zji X. Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle // *Chem. Geol.* 1990. V. 85. P. 35–52.

Staudigel H., Park K.-H., Pringle M. et al. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 102. P. 24–44.

Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea 1974 // *Initial Rep. DSDP.* Washington: US Government Printing Office, 1974. V. 19. P. 615–627.

Stolz A.J., Jochum K.P., Spettel B., Hofmann A.W. Fluid- and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island-arc basalts // *Geology.* 1996. V. 24. № 7. P. 587–590.

Su W.-J., Woodward R.L., Dziewonski A.M. Degree 12 model of shear velocity heterogeneity in the mantle // *J. Geoph. Res.* 1994. V. 99. P. 6945–6980.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. In: *Magmatism in ocean basin.* Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1989. V. 42. P. 313–345.

Sun W.H., Lai Z.M. Petrochemical characteristics of Cenozoic volcanic rocks in Fujian province and its relationship to tectonics // *Geochimica.* 1980. V. 1. P. 134–147.

Swanson S.E., Turner D.L., Fores R.B. Petrology and geochemistry of Tertiary and Quaternary basalts from the Seward peninsula, western Alaska // *Geol. Soc. Amer. Abst. with Programs.* 1981. V. 13. P. 563.

Tamaki K., Suyehiro K., Allan J. et al. Tectonic synthesis and implications of Japan Sea ODP drilling // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Part 2. P. 1333–1348.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: *Collision Tectonics.* Eds. M.R. Coward, A.C. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1986. № 19. P. 115–157.

Tatsumi Y. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan. Melting phase relations at high pressures // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 305–317.

Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. V. 29. № 1–4. P. 293–309.

Tatsumi Y., Maruyama S., Nohda S. Mechanism of backarc opening in the Japan sea: role of asthenospheric injection // *Tectonophysics.* 1990. V. 181. P. 299–306.

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

Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang H. et al. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107–128.

Taylor B., Hayes D.E. Origin and history of the South China basin. In: *The tectonic and geologic evolution of southeast Asian seas and islands.* Ed. D.E. Hayes. Washington D.C.: AGU, 1983. V. 27. P. 25–56.

Teng L.S. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan // *Tectonophysics.* 1990. V. 183. P. 57–76.

Thorpe R.S., Francis P.W., O'Callaghan L. Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks // *Phil. Trans. of the Royal Soc. of London. Ser. A.* 1984. V. 310. P. 675–692.

Tian F., Tang D. Petrogenesis of the Cenozoic volcanic rocks in the Changbaishan region // *Acta Petrologica Sinica.* 1989. № 2. P. 49–64.

Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): implications for a subcontinental lithosphere Dupal source // *Geology.* 1991. V. 19. № 6. P. 567–569.

Tu K., Flower M.F.J., Carlson R.W. et al. Magmatism in the South China basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component // *Chem. Geology.* 1992. V. 97. № 1–2. P. 47–63.

Tung N.X., Tri T.V. Structural map of Vietnam, 1:1 000 000. Hanoi: Geol. Surv. Vietnam. 1992.

Turner S., Arnaud N., Liu J. et al. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts // *J. Petrology.* 1996. V. 37. № 1. P. 45–71.

Ujike O., Tsuchiya N. Geochemistry of Miocene basaltic rocks temporally straddling the rifting of lithosphere at the Akita-Yamagata area, northeast Japan // *Chem. Geol.* 1993. V. 104. P. 61–74.

Underwood M.B., Langhland M.M., Byrne T. et al. Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belts, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan // *The Island Arc.* 1992. № 1. P. 116–132.

Uto K., Hirai H., Goto K. et al. K-Ar ages of carbonate- and mantle nodule-bearing lamprophyre dikes from Shingu, central Shikoku, Southwest Japan // *Geochem. J.* 1987. V. 21. P. 283–290.

Uto K., Takahashi E., Nakamura E., Kaneoka I. Geochronology of alkali volcanism in Oki-Dogo island, southwest Japan: geochemical evolution of basalts related to the opening of the Japan sea // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 431–449.

Vasco D.W., Johnson L.R. Whole Earth structure estimated from seismic arrival times // *J. Geoph. Res.* 1998. V. 103. P. 2633–2671.

Volynets O.N. Geological types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island arc system // *Int. Geol. Rev.* 1994. V. 36. № 4. P. 373–405.

Von Drach V., Marsh B.D., Wasserburg G.J. Nd and Sr isotopes in the Aleutians: multicomponent parenthood of island-arc magmas // *Contr. Miner. Petrol.* 1986. V. 92. P. 13–34.

Walker J.A., Carr M.J., Patino L.C. et al. Abrupt change in magma generation processes across the Central America are in Southeastern Guatemala: flux-dominated melting near the base of the wedge to decompression melting near the top of the wedge // *Contrib. Miner. Petrol.* 1995. V. 120. P. 378–390.

Wang J., Xie G., Tatsumoto M., Basu A.R. Sr, Nd, Pb isotope geochemistry and magma evolution of the potassic volcanic rocks, Wudalianchi, Northeast China // *Chinese J. Geochemistry.* 1989. V. 8. № 4. P. 322–330.

Wang M., Wu D., Liang I. et al. Some geochemical characteristics of basalts from the South China sea // *Geochimica.* 1986. V. 4. P. 332–340.

White W.M., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts // *J. Geoph. Res.* 1995. V. 100. P. 17543–17585.

Whitford-Stark J.L. A survey of Cenozoic volcanism on mainland Asia // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1987. № 213. 74 p.

Wood D.A. A variably veined suboceanic upper mantle – Genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence // *J. Geology.* 1979. V. 7. P. 499–503.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. № 1. P. 11–30.

Wortel M.J.R., Spakman W. Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region // *Verh. K. Ned. Akad. Wet.* 1992. V. 95. P. 325–347.

Xiao Z., Wang Y. Petrological characteristics of Cenozoic basalts and their ultramafic inclusions from Leizhou peninsula // *J. Hebei College of Geology.* 1990. V. 13. P. 157–167.

Xie G., Wang J., Basu A.R. et al. Petrochemistry and Sr, Nd, Pb – isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Changbaishan area, Northeastern China // *Acta geol. Sinica.* 1988. № 4. P. 1.

Xu H. Petrology and geochemistry of the alkali rocks from Dogo, Oki islands, Shimane prefecture, Southwestern Japan // *Sci. Rept., Tohoku Univ.* 1988. Ser. III. V. 17. P. 1–106.

Xu S., Nagao K., Uto C. et al. He, Sr and Nd isotopes of mantle-derived xenoliths in volcanic rocks of NE China // *J. Asian Earth Lett.* 1998. V. 16. № 5–6. P. 547–556.

Xu X., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: an ICPMS trace element study // *J. Petrology.* 2000. V. 41. P. 111–148.

Yagi M., Hasenaka T., Ohguchi T. et al. Transition of magmatic composition reflecting an evolution of rifting activity – a case study of the Akita–Yamagata basin in Early to Middle Miocene, Northeast Honshu, Japan // *J. Geol. Soc. Jpn.* 2001. V. 30. P. 265–287.

Yogodzinsky G.M., Kay R.W., Volynets O.N. et al. Magnesian andesite in the Western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and the processes in the mantle wedge // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1995. V. 107. № 5. P. 505–519.

Yun S.H., Won C.K., Lee M.W. Cenozoic volcanic activity and petrochemistry of volcanic rocks in the Paektu area // *J. Geol. Soc. Korea.* 1993. V. 29. № 3. P. 291–307.

Yoon S.H. Volcanism and tectonics of Ulleung island, Korea, with a note on the formation of the Japan sea. In: *Pacific Neogene events in time and space.* Ed. R. Tsuchi. Shizuoka Univ, 1994. P. 1.

Yoon S.H., Park S.J., Chough S.K. Western boundary fault systems of Ulleung Back-arc Basin: further evidence of pull-apart opening // *Geosci. J.* 1997. V. 1. P. 75–88.

Zhang J.B. Characteristics of the ultrapotassic rocks in NE China and implication from regional mantle geochemistry. Ph. D. Thesis. Inst. of Geology, Academia Sinica, 1992. 29 p.

Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constrains on mantle source and magma genesis // *J. Petrol.* 1995. V. 36. P. 1275–1303.

Zhang M., Zhou X.-H., Zhang J.-B. Nature of the lithospheric mantle beneath NE China: evidence from potassic volcanic rocks and mantle xenoliths. In: *Mantle dynamics and plate*

interactions in East Asia Geodynamics. Eds. M.F.J. Flower, S.-L. Chung, C.-H. Lo, T.-Y. Lee. AGU, 1998. P. 197–219.

Zhang R.Y., Cong B.L. The Cenozoic volcanic rocks and their bearing ultramafic xenoliths in south China. In: Cenozoic basaltic and mantle-derived xenolith in Eastern China. Ed. M.L. Eh Beijing: Sci. Press, 1987. P. 349–475.

Zhao H.L. Neogene-Quaternary continental rifting volcanism and deep process in the southeast coast of China. Bejin: China Geosci. Univ. Press, 1990. 265 p.

Zhi X., Song Y., Frey F.A. et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China // Chem. Geol. 1990. V. 88. № 1. P. 1–33.

Zhou P., Mukasa S.B. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat plateau, Thailand: sources and petrogenesis // Chem. Geol. 1997. V. 137. P. 175–193.

Zhou X., Chen T.H. An investigation of petrochemistry and mineral composition of Cenozoic basaltic rocks in Jiangsu and eastern Anhwei Province // J. Nanjing Univ. Natural Sci. 1978. V. 3. P. 92–116.

Zhou X.H., O'Nions R.K. Pb-Nd-Sr systematics of xenoliths from east China // Terra Cognita. 1986. V. 6. P. 244.

Zhou X., Zhu B.Q., Liu R.X. et al. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China. In: Continental flood basalts. Kluwer Acad. Publ. 1988. P. 311–330.

Zhu B.Q., Wang H. Nd-Sr-Pb isotopic and chemical evidence for the volcanism with MORB-OIB source characteristics in the Leiqiong area, China // Geochimica. 1989. V. 3. P. 193–201.

Zhu B.Q., Zhang Y.Q., Xie Y.W. Nd, Sr, and Pb isotope characteristics of Cenozoic ultrapotassic volcanic rocks from Haidong, Yunnan, and their implications for subcontinental mantle evolution in southwestern China // Geochimica. 1992. V. 21. P. 201–212.

Zindler A., Staudigel H., Batiza R. Isotope and trace geochemistry of young Pacific seamounts: implications for the scale of upper mantle heterogeneity // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 70. P. 175–195.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. V.14. № 2. P. 493–571.

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Bocharova N.Y. Hot-field tectonics // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 165–192.

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

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ..7	
Распространение зон растяжения в пределах восточной окраины Азии.....	9
Систематика вулканических пород.....	12
ГЛАВА 2. КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ ...14	
Кайнозойский вулканизм на Восточной Чукотке и в Северном Приохотье.....	17
Кайнозойский вулканизм в Пенжинско-Анадырско-Корякском регионе.....	22
Кайнозойский вулканизм внутриплитного геохимического типа на Камчатке.....	70
Кайнозойский вулканизм на шельфе Берингова моря и западной окраине Аляски.....	80
Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах Северо-Востока Азии.....	88
ГЛАВА 3. КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ102	
Кайнозойский вулканизм в Приморье.....	102
Кайнозойский вулканизм в восточной части Китая.....	121
Кайнозойский вулканизм в Корейском регионе.....	133
Кайнозойский вулканизм в Японском море.....	162
Кайнозойский вулканизм в юго-западной части Японии.....	177
Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах восточной окраины Азии.....	181
ГЛАВА 4. КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ 195	
Кайнозойский вулканизм в юго-восточной части Китая.....	195
Кайнозойский вулканизм в трог Окинава.....	211
Кайнозойский вулканизм в Южно-Китайском море.....	212
Кайнозойский вулканизм в Индокитае и на Таиланде.....	213
Корреляция кайнозойских магматических и геодинамических событий в пределах Южно-Китайского региона и Индокитая.....	235

ГЛАВА 5. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ НА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ.....	251
Основные тенденции в эволюции кайнозойского вулканизма на восточной окраине Азии.....	252
Латеральные ряды кайнозойских вулканических пород восточной окраины Азии.....	262
Минералогические особенности вулканитов внутриплитной геохимической специализации.....	264
Петрохимическая систематика вулканических серий в зонах растяжения.....	266
Предполагаемые источники магматизма.....	273
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	289
ЛИТЕРАТУРА.....	292

Научное издание

Петр Иванович Федоров

**КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
В ЗОНАХ РАСТЯЖЕНИЯ
НА ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЕ АЗИИ**

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института Российской академии наук*

Редактор Г.Ю. Бутузова

Подписано к печати 18.09.2006
Формат 70x100 1/16. Бумага офсет № 1, 80 г/м.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0
Тираж 300 экз. Тип. ВТИИ, Москва. Зак. № 34. /11.

Издательство ПК ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92
E-mail: geos@ginras.ru

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



Фёдоров Петр Иванович – доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории вулканогенно-осадочного и гидротермального литогенеза Геологического института РАН. Область научных интересов – петрология и геохимия магматических комплексов активных континентальных окраин и континентальных рифтов

