

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное
Учреждение высшего профессионального образования
«Иркутский государственный университет»
Российская академия наук
Сибирское отделение
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт земной коры

С. В. РАССКАЗОВ, И. С. ЧУВАШОВА

НОВЕЙШАЯ МАНТИЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ



УДК 552.3:551.14 + 550.93
ББК 26.303+26.301
Р24

Печатается по решению учебно-методической комиссии
Геологического факультета ИГУ

**Издание выходит в рамках
Программы стратегического развития ФГБОУ ВПО «ИГУ»
на 2012–2016 гг., проект Р132-ОУ-002**

Рецензенты:

доктор геол.-мин. наук *В. В. Ружич*
канд. геол.-мин. наук *В. А. Саньков*

Рассказов С. В.

Р24 Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии : монография / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2013. – 308 с.
ISBN 978-5-9624-0836-1

В двух вводных главах части I – «Современная мантия Земли и ее новейшая геодинамика: введение» – сделан обзор геодинамических гипотез и даны представления о характере современной мантии Земли и основных факторах, обеспечивающих ее плавление, обосновано выделение новейшего геодинамического этапа в истории Земли. В пяти главах части II – «Новейшие геодинамические обстановки» – обсуждаются материалы по вулканизму обстановок конвергентного типа в Центральной Монголии, Тянь-Шане и обстановок дивергентного типа – в осевой Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой зоны, ее краевой части, на Витимском плоскогорье, и на плато Дариганга. Наконец, в двух главах части III – «Ретроспективная оценка современной геодинамической активности мантии» – приведены данные о перестройках вулканических систем Центральной Азии в квартере и даны оценки вариаций скоростей плавления и мантийного апвеллинга в последние 400 тыс. лет по результатам изучения U–Th-изотопной системы вулканических пород.

Для преподавателей и студентов геологических специальностей вузов, геологов и геофизиков, занимающихся проблемами континентального вулканизма и глубинной динамики Земли.

Подготовка рукописи осуществлялась при финансовой поддержке Федеральной целевой программы «Научные и педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. (Соглашение № 14.В37.21.0583).

Библиогр. 431 назв. Табл. 6. Ил. 140

УДК 552.3:551.14 + 550.93
ББК 26.303+26.301

Научное издание

**Рассказов Сергей Васильевич, Чувашова Ирина Сергеевна
НОВЕЙШАЯ МАНТИЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

Печатается в авторской редакции

Подписано в печать 19.11.2013. Формат 100x70 1/16

Уч.-изд. л. 14,5. Усл. печ. л. 19,5. Тираж 100 экз. Темплан 2013. Поз. 96. Заказ 134

Издательство ИГУ; 664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36; тел.: 24-14-36

ISBN 978-5-9624-0836-1

© Рассказов С. В., Чувашова И. С., 2013
© ФГБОУ ВПО «ИГУ», 2013

О Г Л А В Л Е Н И Е

ПРЕДИСЛОВИЕ	7
-------------------	---

Часть I. СОВРЕМЕННАЯ МАНТИЯ ЗЕМЛИ И ЕЕ НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА: ВВЕДЕНИЕ

<i>Глава 1. СТРОЕНИЕ И ПЛАВЛЕНИЕ МАНТИИ</i>	12
1.1. Литосфера, граница между литосферой и астеносферой	12
1.1.1. Определение понятия «литосфера».....	12
1.1.2. Анизотропные и изотропные мантийные структуры	16
1.2. Подлитосферные мантийные разделы	25
1.3. Подлитосферная верхняя мантия	27
1.3.1. Определение понятия «астеносфера»	27
1.3.2. Конвекция	28
1.3.3. Модели течения мантии	30
1.4. Нижняя мантия	32
1.5. Магмообразование	34
1.5.1. Условия образования мантийных выплавов	34
1.5.2. Плавление малоглубинной области верхней мантии	35
1.5.3. Плавление глубинной области верхней мантии	38
1.6. Заключение о характере строения мантии и протекающих в ней магматических процессов	41
 <i>Глава 2. ГЛОБАЛЬНОЕ ВЫРАЖЕНИЕ НОВЕЙШЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЭТАПА</i>	 46
2.1. Понятие «новейший этап» в геотектонике и геодинамике	46
2.2. Подходы к выделению рядов взаимосвязанных геологических процессов	46
2.3. Новейший геодинамический этап в морских записях изотопных отношений стронция	48
2.3.1. Главный тренд.....	48
2.3.2. Импульсы нарушения главного тренда	50
2.4. События кайнозоя в морских записях изотопных отношений осмия	55
2.5. Заключение о признаках глобального выражения новейшего геодинамического этапа	56

Часть II. НОВЕЙШИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

<i>Глава 3. ПОДХОДЫ К РЕКОНСТРУКЦИЯМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВО ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТА</i>	60
3.1. Гипотезы, вопросы типизации геодинамических обстановок	60
3.2. Скоростные модели.....	67
3.2.1. Глобальные неоднородности первого порядка	67

3.2.2. Высокоскоростные локальные аномалии стагнирующих слэбов	71
3.2.3. Низкоскоростные домены и локальные аномалии вероятных областей магмообразования	73
3.3. Заключение о проблемах изучения новейшей геодинамики и глубин Азии	84

Глава 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СМЕНА КОНВЕРГЕНЦИИ ДИВЕРГЕНЦИЕЙ: ЦИКЛИЧНОСТЬ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ	88
4.1. Конвергентная сборка континента – закрытие палеоокеанов.....	88
4.2. Глубинное строение мантии территории	97
4.3. Пространственно-временная эволюция вулканизма	101
4.3.1. Смена магматизма на рубеже ~ 90 млн лет назад	101
4.3.2. Цикличность высоко- и умереннокалиевого магматизма в последние ~ 90 млн лет	102
4.4. Обсуждение	108
4.5. Заключение о согласованности конвергентного вулканизма Центральной Монголии с глобальным выражением новейшего геодинамического этапа	114

Глава 5. ЛАТЕРАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ И ДИВЕРГЕНЦИИ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКОВ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ТЯНЬ-ШАНЕ.....	121
5.1. Результаты исследований и гипотезы	121
5.2. Объекты и методика	124
5.3. Состав вулканических и субвулканических пород	129
5.3.1. Петрогенные оксиды.....	129
5.3.2. Совместимые микроэлементы	133
5.3.3. Несовместимые микроэлементы.....	135
5.3.4. Компоненты вулканических пород по изотопам стронция и неодима.....	139
5.4. Обсуждение	143
5.4.1. Оценки пространственных вариаций глубины и степени частичного плавления мантийных источников	143
5.4.2. Оценки температур образования серии пикробазальт–фонолит под впадиной Туюн	146
5.4.3. Роль керсутита в источнике фоидитов.....	146
5.4.4. Маркирующее значение U в малоглубинных источниках	146
5.4.5. Выражение латеральной смены магматических источников в глубинном строении Тянь-Шаня	149
5.5. Заключение об унаследованном характере источников мел-палеогенового вулканизма Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня в мантии и коре сомкнувшихся берегов Туркестанского палеоокеана	152

<i>Глава 6. ДИВЕРГЕНЦИЯ В ЯДРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: РОЛЬ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ</i>	156
6.1. Проблема соотношений вулканизма с развитием кайнозойских континентальных рифтовых структур	156
6.2. Южно-Байкальская впадина – ядро Байкальской рифтовой системы	158
6.3. Култукский вулкан, реперное значение пород вулкана для оценки вертикальных и горизонтальных движений верхней части земной коры	159
6.4. Извержения Култукского вулкана в контексте активности Камарской и Становой вулканических зон	167
6.5. Петрохимическая систематика пород	168
6.6. Обсуждение	176
6.6.1. Оценки вертикальных и горизонтальных движений	176
6.6.2. Магматическая проницаемость литосферы, отражение тектонического и теплового режима в соотношениях мантийных и коровых компонентов	179
6.6.3. Оценки глубинности выплавок по роли граната в источниках под вулканом Метео	182
6.6.4. Общие соотношения активности гранатсодержащих и безгранатовых источников под Камарской, Становой и Быстринской зонами	187
6.6.5. Модель эволюции магматизма	189
6.6.6. Смена насыщенности–недосыщенности кремнеземом по латерали рифтовой долины	190
6.6.7. Роль компонентов с геохимическими характеристиками пород дивергентных и конвергентных обстановок в эволюции вулканизма Камарской, Становой и Быстринской зон	191
6.7. Заключение о характере смены магматических источников в ядре Байкальской рифтовой системы	195

<i>Глава 7. ДИВЕРГЕНЦИЯ В КРАЕВОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: РОЛЬ ВЫСОКО МАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ</i>	201
7.1. Общая характеристика вулканизма территории	201
7.2. Последовательность активности вулканических центров западной и восточной частей плоскогорья	204
7.2.1. Западная часть плоскогорья	205
7.2.2. Восточная часть плоскогорья	207
7.3. Разновозрастные петрохимические группы и тренды	211
7.4. Изотопная гетерогенность источников	223
7.5. Микроэлементная гетерогенность источников	232
7.6. Обсуждение	239
7.7. Заключение о соотношениях активности литосферных источников рифтогенного магматизма и подлитосферных источников мантийного апвеллинга	246

<i>Глава 8. ДИВЕРГЕНЦИЯ В ОБЛАСТИ СЛАБОГО РАСТЯЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ: РОЛЬ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ПЛАТО ДАРИГАНГА</i>	249
8.1. Объект исследований	249
8.2. Систематика вулканических пород: петрохимические отличия высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных составов	251
8.3. Совместимые и несовместимые элементы	256
8.4. Пространственное распределение высокомагнезиальных лав.....	262
8.5. Обсуждение.....	263
8.5.1. Соотношения высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных пород на кайнозойских вулканических полях Азии.....	263
8.5.2. Модельные петрогенетические построения для вулканических пород поля Ханнуоба	264
8.5.3. Сопоставление вулканических пород полей Ханнуоба и Дариганга.....	266
8.5.4. Обобщённая петрогенетическая модель	269
8.6. Заключение о двух типах магматизма: однородного – на малоглубинном (литосферно–астеносферном) уровне и контрастного – на малоглубинном (литосферно–астеносферном) и более глубинном уровнях.....	272

Часть III. РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МАНТИИ

<i>Глава 9. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ</i> ..	276
9.1. Начало четвертичного вулканизма: перестройки в интервале 2,3–1,5 млн лет назад	276
9.2. Финальные извержения в среднем-позднем плейстоцене: перестройки в интервале 0,6–0,4 млн лет назад.....	277
9.3. Финальные извержения в конце плейстоцена – голоцене: перестройка около 8,8 тыс. лет назад.....	284
9.4. Заключение о значении перестроек вулканических систем Азии в четвертичное время.....	292

<i>Глава 10. СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ МАНТИИ В ТЕРМИНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ U–Th-ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ</i>	295
10.1. Постановка проблемы	295
10.2. Подходы к изучению мантийной динамики в системе короткоживущих изотопов U и Th	297
10.3. Результаты.....	298
10.4. Обсуждение	299
10.4.1. Геодинамический импульс современной мантии Центральной Азии.....	299
10.4.2. Контроль вариаций плавления мантии Саян накоплением и стаиванием ледников	300
10.5. Заключение о выражении геодинамического импульса современной мантии Центральной Азии	301

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	303
-------------------------	-----

Предисловие

Геодинамика – наука о процессах, протекающих на Земле, и о силовых полях, проявляющихся в этих процессах, – подразделяется, в соответствии со структурным разделением Земли на геосферы, на геодинамику ядра, мантии и коры. В статье «Современная геодинамика: достижения и проблемы», опубликованной в 2002 г. к 90-летию журнала «Природа», В. Е. Хаин писал о геодинамике как самостоятельной дисциплине в области наук о Земле, оформившейся в 1970-е гг. благодаря быстрому распространению теории тектоники литосферных плит, вытеснившее господствовавшее представление о ведущей роли в смещениях и деформациях земной коры вертикальных движений. Приоритет был отдан горизонтальным перемещениям литосферных плит, включавших не только кору, но и верхнюю часть мантии. Объяснялись такие перемещения тепловой конвекцией в астеносфере. Новая синтетическая наука геодинамика способствовала дальнейшей разработке теории тектоники плит, изучению процессов, которые обуславливают развитие Земли в целом и силы, их вызывающие.

Рассмотрению общих вопросов геодинамики с точки зрения физики процессов посвящена монография Е. В. Артюшкова, опубликованная в 1979 г. Среди подобных зарубежных изданий по геодинамике популярна книга Д. Л. Туркота и Дж. Шуберта. Ее первое издание 1982 г. переведено на русский язык. Второе издание опубликовано в 2002 г. Отдельным вопросам геодинамики посвящены многочисленные статьи. Издаются специальные журналы: «Geodynamics», «Geodynamics & Tectonophysics». В отдельную область знаний вынесены проблемы палеогеодинамики в монографии Л. П. Зоненшайна и М. И. Кузьмина, изданной в 1992 г. Имеется серия монографических исследований, в которых рассматриваются проблемы региональной геодинамики. В 2000 г. нами опубликована монография «Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия)». В 2001 г. опубликована коллективная монография «Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)» под редакцией Л. М. Парфенова и М. И. Кузьмина. В 2006 г. вышло из печати 2-х томное коллективное издание «Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России» под редакцией А. И. Ханчука. Изложение материала в этих монографиях сводится к палеогеодинамическим реконструкциям. В Сибири ярко проявился рифтогенез, поэтому, начиная с 1975 г. в Иркутске по рифтовой тематике проводятся конференции с участием иностранных ученых. Последние конференции состоялись в 2010 и 2013 гг. Специальные региональные тематические конференции палеогеодинамической направленности «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» проводятся в Иркутске ежегодно начиная с 2003 г.

Монография «Новейшая мантийная геодинамика Центральной Азии» подготовлена для расширения фактологической основы по эволюции новейшего мантийного магматизма Азии, необходимой для разработки курса «Геодинамика Центральной Азии» по направлению 020700.68 «Геология – магистратура» на геологическом факультете ИГУ. В этой связи монография рассматривается как базовая публикация курса. Подготовке настоящего издания предшествовала работа над монографией «Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии» (Академическое изд-во «ГЕО», Новосибирск) и учебным пособием «Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов» (Изд-во Иркутского госуниверситета). В заключительном разделе последней книги были освещены общие подходы к изучению происхождения магматических пород по изотопным данным и приведен обзор результатов изучения происхождения вулканических пород Императорско-Гавайской цепочки островов, подводных гор и подобных цепочек Полинезии в свете глубинной геодинамики, обеспечивающей тектонику литосферных плит. Выявились существенные различия в мантийном петрогенезисе континентов и океанов.

Настоящая монография составлена из трех частей: «Современная мантия Земли и ее новейшая геодинамика: введение», «Новейшие геодинамические обстановки» и «Ретроспективная оценка современной геодинамической активности мантии».

Первая часть включает две главы. Одна из них необходима по существу мантийной геодинамической тематики как базовая для понимания строения современной мантии Земли и проявления признаков ее плавления. Другая ставит вопрос о начале новейших геодинамических процессов на Земле, которые привели к ее современному геодинамическому состоянию. Соответственно, в главе дается определение новейшего геодинамического этапа, объединяющего процессы, имеющие регулярное взаимосвязанное распространение во временном интервале от момента запуска до настоящего времени. В качестве интегрального глобального показателя вклада континентальной (коровой) и океанической (мантийной) составляющих рассмотрены морские записи $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Выделен главный эволюционный тренд, обусловленный процессами конвергенции, с резким изгибом ~ 90 млн лет назад, соответствующим началу глобального новейшего этапа.

Вторая часть начинается с главы, которая знакомит читателя с наиболее часто цитируемыми и нередко взаимоисключающими геодинамическими гипотезами, предложенными в разное время для кайнозоя территории Азии. Из обзора следует, что проблема геодинамических реконструкций далека от окончательного решения и требует разработки особых подходов. Очевидно, что прорыв не может быть обеспечен без достоверных моделей глубинного строения территории, поэтому в этой же главе приводятся изображения скоростных неоднородностей на ман-

тийных глубинах, которые в той или иной мере воспроизводятся в разных моделях.

Если конвергенция была ведущим глобальным геодинамическим процессом, естественно проследить ее региональное выражение на континенте. Начало новейших магматических процессов, совпавшее с глобальной точкой отсчёта ~ 90 млн лет назад, установлено в Центральной Монголии. Для объяснения пространственно-временной эволюции вулканизма территории в третьей главе привлечён механизм локального затягивания вниз палеослабых фрагментов, находившихся в состоянии стагнации со времени закрытия Солонкерского, Урало-Монгольского палеоокеанов и/или Монголо-Охотского залива Тихого. Стагнировавшие палеослабые фрагменты были активизированы в позднем мелу и кайнозое вследствие внутриплитной аккомодации процессов конвергенции в результате столкновения с южной окраиной Азии сначала – энсиматической дуги Кохистан, а затем – крупного литосферного блока Индостан.

Еще один пример ведущей роли конвергенции в палеоокеанической структуре на южной окраине Азии – горы Тянь-Шань. В качестве показателя конвергентной обстановки их образования в четвертой главе рассматривается унаследованность источников мел-палеогенового вулканизма Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня от состава литосферы в сомкнувшихся берегах Туркестанского палеоокеана. В условиях конвергенции и в Центральной Монголии, и в Тянь-Шане проявили себя мантийные неоднородности, созданные при закрытии фанерозойских палеоокеанов.

В шестой, седьмой и восьмой главах акцент перенесен на дивергентную обстановку магматической эволюции во Внутренней Азии. Приведены материалы по компонентному составу магматических расплавов, извергнутых в осевой Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой зоны, на Витимском плоскогорье – за ее южной структурно-геоморфологической границей и на плато Дариганга, вписывающегося в целом в дивергентный комплекс структур Забайкальского низкоскоростного мантийного домена.

После общего рассмотрения новейших геодинамических обстановок конвергентного и дивергентного типа в третьей части монографии выполнен ретроспективный анализ современного геодинамического состояния мантии. Сначала, в главе 9, обобщены материалы по пространственно-временной эволюции четвертичного вулканизма территорий вблизи межплитных границ и во Внутренней Азии, затем, в главе 10, приведены результаты исследований геодинамического режима современной мантии Центральной Азии на примере полей четвертичного вулканизма в Хангайском орогене (конвергентная обстановка) и в Окинско-Тоджинской рифтовой зоне (дивергентная обстановка). По оценкам вариаций скоростей плавления и мантийного апвеллинга в по-

следние 400 тыс. лет, основанным на изучении U–Th-изотопной системы вулканических пород, сделан вывод об общем усилении мантийной геодинамики Внутренней Азии от прошлого к настоящему.

Монография подготовлено в рамках работы Совместной лаборатории современных методов исследований в динамической и инженерной геологии ИЗК СО РАН и ФГБОУ ВПО «Иркутский государственный университет» при реализации ФЦП «Научные и научно–педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 гг. (*Соглашение № 14.В37.21.0583*). Мы признательны сотрудникам кафедры динамической геологии ИГУ и лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН за поддержку, оказанную в сборе и обработке материалов. В разработку авторами отдельных вопросов новейшей мантийной геодинамики Азии важный вклад внесли дискуссии и совместная обработка материалов с Т. А. Ясныгиной, Е. П. Чебыкиным, Е. Н. Водневой, А. В. Миколайчуком, Н. Н. Фефеловым и Е. В. Сараниной.

Часть I

СОВРЕМЕННАЯ МАНТИЯ ЗЕМЛИ И ЕЕ НОВЕЙШАЯ ГЕОДИНАМИКА: ВВЕДЕНИЕ

Plate tectonics represents the behavior of the outer fragmented shell of the Earth. Plumes are believed to be responsible for features that have traditionally been treated outside the framework of rigid-plate tectonics and are thought to originate in a lower thermal boundary layer. There has recently been much interest in testing the plume hypothesis and comparing it with alternate mechanisms for forming volcanic chains and melting anomalies. Melting anomalies, so-called hotspots, may be due to fertility anomalies as well as thermal anomalies*.

D. L. Anderson [27]

* Тектоника плит представляет собой поведение внешней фрагментированной оболочки Земли. Плюмы, как считалось, отвечают за функции, которые традиционно рассматривались за рамками тектоники жестких плит. Предполагалось, что они образуются в нижнем термальном граничном слое. В последнее время был проявлен большой интерес к проверке плюмовой гипотезы и ее сравнению с альтернативными механизмами формирования вулканических цепей и расплавных аномалий. Расплавные аномалии, так называемые горячие пятна, могут быть связаны как с фертильными (обогащенными), так и термальными аномалиями.

Глава 1

СТРОЕНИЕ И ПЛАВЛЕНИЕ МАНТИИ

...главнейшими тектоническими областями Земли являются не плиты, а континенты и океаны.

Ю. М. Пущаровский [12]

1. Литосфера, граница между литосферой и астеносферой

1.1.1. Определение понятия «литосфера»

Литосфера – внешняя сфера «твёрдой» Земли, включающая земную кору и верхний слой мантии. До 1960-х гг. в геотектонике использовалось только понятие «земная кора». Литосфера отождествлялась с силикатической (коровой) оболочкой. С развитием теории тектоники литосферных плит стало ясно, что, наряду с корой, свойствами «твёрдой» оболочки обладает и мантийная часть литосферной плиты.

Литосферная твёрдая оболочка Земли обладает большой прочностью и нередко постепенно переходит в нижележащую астеносферу, прочность которой относительно мала. Сверху литосфера ограничена атмосферой и гидросферой, частично проникающими в литосферу. Толщина литосферы под кратонами составляет в среднем 200 км. Предполагается, что она может увеличиваться до 300 км. Толщина её верхней части – земной коры – достигает 75 км под континентами и уменьшается до 5 км под океанами.

«По реакции на длительно действующие нагрузки в литосфере выделяют верхний упругий (мощностью несколько десятков км) и нижний пластичный слой. ...на разных уровнях в тектонически активных областях литосферы прослеживаются горизонты относительно пониженной вязкости (пониженной скорости сейсмических волн). ...Наиболее крупные структурные единицы литосферы – литосферные плиты, размеры которых в поперечнике составляют 1–10 тыс. км. В современную эпоху литосфера разделена на 7 главных и несколько более мелких плит. Границы плит являются зонами максимальной тектонической, сейсмической и вулканической активности. ...литосферные плиты движутся по астеносфере* (в первом приближении как жёсткое целое) на расстояния

* Постулат о движении литосферной плиты по астеносфере для континентов не соблюдается. Материал астеносферы увлекается в движение вместе с континентальной литосферой. Происходит общее движение литосферного и астеносферного материала относительно мезосферы. Возможны варианты возникновения обратного движения астеносферного потока (противопотока) относительно движения литосферной плиты (см. раздел 1.3.3).

до нескольких тыс. км со скоростью до первых десятков см/год. Наряду с горизонтальными, важную роль играют вертикальные движения литосферы (скорость до нескольких десятков см/год) по системе субвертикальных глубинных разломов, разбивающих литосферные плиты на блоки размером от нескольких десятков до нескольких сотен км. Блоки литосферы находятся в состоянии, близком к изостатическому равновесию» [4].

Состав мантии оставался долгое время неопределённым. Только в 1954 г. К. С. Россом и др. [55] было высказано предположение о том, что мантийные породы выносятся на поверхность щелочно-базальтоидными расплавами в виде ксенолитов. Предложенная интерпретация вызвала возражения и критику, но последующие многочисленные работы по включениям из щелочных базальтоидов и кимберлитов разных регионов Мира привели к созданию внутренне непротиворечивой картины строения верхней мантии с позиций её разноглубинных фаций (сверху вниз): плагиоклаза, пироксена-шпинели, граната, алмаза. В глубинных включениях из кимберлитов отмечались псевдоморфозы по более глубинной минеральной фазе – маджориту (гранату с химической формулой $(Mg_3(Fe, Al, Si)_2(SiO_4)_3)$), но непосредственно минералов такого состава в кристаллических включениях не известно.

Ксенолиты гранатовых лерцолитов из пород Каапвальского кратона (Южная Африка) обогащены FeO, по сравнению с шпинелевыми лерцолитами. Предполагается [54], что гранатовые перидотиты образовались в результате извлечения коматиитовых расплавов из верхней мантии в архее и что высокая степень частичного плавления привела к обеднению железом. Это, в свою очередь, снизило плотность рестита, относительно обогащённой (фертилизированной) мантии и привела к стабилизации континентальной литосферы. Толщина слоя >150 км достаточна для образования алмаза. В отличие от архейской литосферы, протерозойская стабилизировалась только посредством кондуктивного охлаждения верхней мантии, которая либо совсем не испытывала обеднения через частичное плавление, либо была производной извлечения базальтовых расплавов. В связи с этим она имеет более высокие содержания FeO и других обогащённых компонентов, чем архейская литосфера. Толщина литосферы, образовавшейся таким способом, недостаточна для стабильности алмаза, а её большая плотность приводит к развитию процессов деляминации при орогенезе. Выявленные различия в содержаниях петрогенных оксидов ксенолитов гранатовых и шпинелевых перидотитов дополняются различиями изотопного состава Nd и Sr (рис. 1.1).

Современная граница между литосферой и астеносферой под кратонами идентифицируется как раздел Леман. В геотермах, построенных на диаграммах соотношений P–T-параметров мантийных ксенолитов из кимберлитов, определяется резкий изгиб с существенным возрастанием геотермического градиента в диапазоне давлений 50–70 кбар (глубин

150–220 км) [9; 31; 32]. Геотермы дают представление о положении границы между литосферой и астеносферой под кратонами во время внедрения кимберлитов (рис. 1.2).

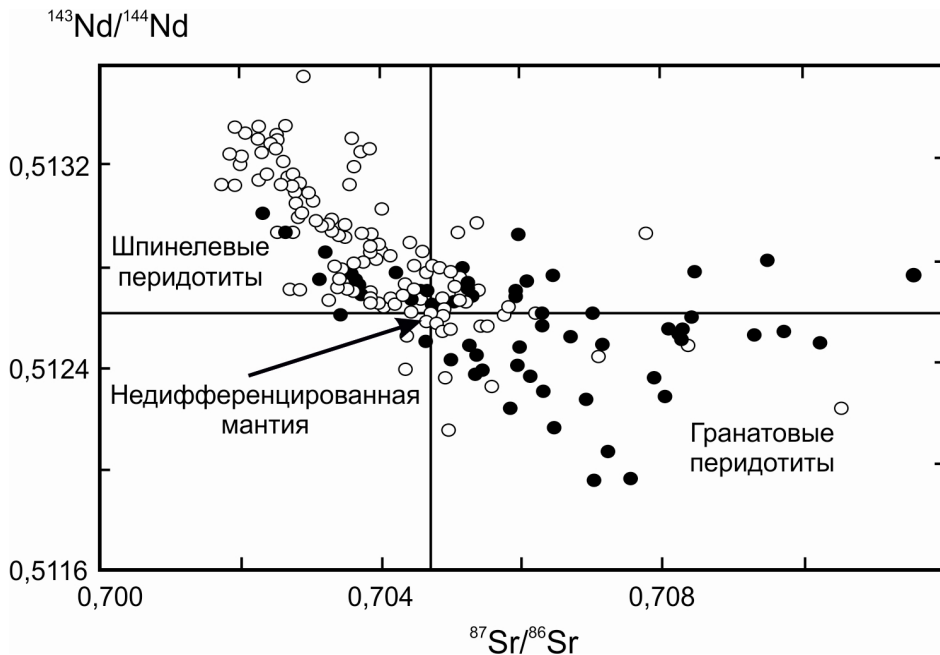


Рис. 1.1. Соотношения состава ксенолитов шпинелевых и гранатовых перидотитов, производных литосферной мантии, на диаграмме изотопных отношений Nd и Sr [33; 35]

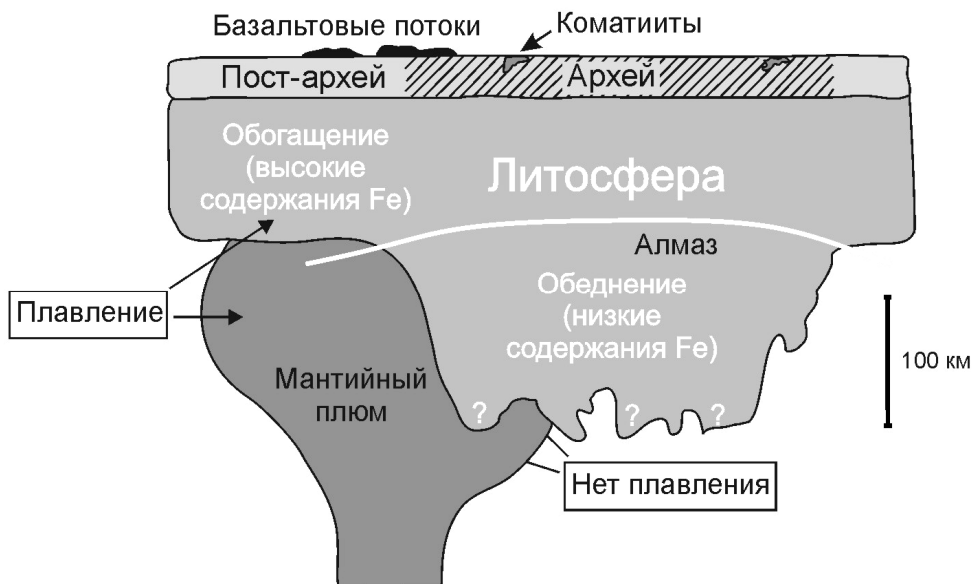


Рис. 1.2. Схема соотношения мантийного плюма с литосферой кратонов и складчатых областей. Из работы [38]

Глубина подошвы кратонной литосферы геологического прошлого может отличаться от её глубины, регистрируемой в настоящее время геофизическими методами. Установлено значительное фанерозойское утонение литосферы Северо-Китайского кратона. Алмазоносные среднеордовикские кимберлиты внедрялись при толщине литосферы порядка 200 км и нормальной кратонной геотерме, соответствующей тепловому потоку 40 мВт/м^2 . Мезозойское и кайнозойское преобразование литосферы привело к уменьшению её толщины до 80 км. В настоящее время тепловой поток в преобразованной кратонной литосфере увеличился до 80 мВт/м^2 [49; 50].

Изгиб геотерм определён и по P–T-параметрам мантийных включений из щелочных базальтоидов. В восточной части Витимского плоскогорья Западного Забайкалья ксенолиты, вынесенные среднемиоценовыми пикробазальтовыми расплавами, дали изгиб геотермы, слегка смещенной в область повышенных температур относительно континентальной геотермы с изгибом при давлении 26–27 кбар, соответствующим глубине подошвы литосферы около 90 км. Геотерма, построенная по ксенолитам из позднеплейстоценовых лав, смещена относительно среднемиоценовой приблизительно на $50 \text{ }^\circ\text{C}$ в более высокотемпературную область [1]. По ксенолитам из четвертичных лав бассейна р. Джиды Юго-Западного Забайкалья определена геотерма, подобная одновозрастной витимской с переходом от литосферных перидотитовых ксенолитов к астеносферной гранат-клинопироксеновой мегакристовой ассоциации при давлении 22–23 кбар, соответствующим глубине подошвы литосферы 75–80 км (рис. 1.3).

Предельные оценки толщины литосферы позднего кайнозоя Центральной Азии выведены также по максимальной глубинности ксеногенного материала из позднекайнозойских щелочных базальтоидов [16]. Использовались различные минералогические термометры и барометры. Установлено, что глубинные ксенолиты гранатовых клинопироксенитов из щелочных базальтоидов Центральной Монголии (вулкан Шаварын-Царам, Хангай) по согласованным гранат-клинопироксеновым термометрам Эллиса – Грина и Рэхэйма – Грина вынесены с глубины 90–100 км (оценки давления 30–32 кбар). Наиболее глубинные включения пикроильменитов, подобных по составу мегакристаллам из кимберлитов, обнаружены в щелочных лавах плато Дариганга [22]. В плиоцен-четвертичных базальтоидах юга Центрального Забайкалья (Хэнтэй), южного склона хр. Хамар-Дабан (бассейн р. Джиды) и Витимского плоскогорья ксеногенный материал относится приблизительно к одному уровню – $\sim 75 \text{ км}$ (максимальные давления до 23 кбар). В четвертичных лавах Тункинской рифтовой долины ксенолиты вынесены с наименьших глубин и представляют собой породы коры и самой верхней части мантии (выше шпинель-гранатового перехода) [16, 18]. Малоглубинный характер ксеногенного материала, вынесенного щелочными базальтами, согласуется с гравиметрическими и скоростными моделями, свидетельствующими об утонении литосферы под рифтовыми впадинами.

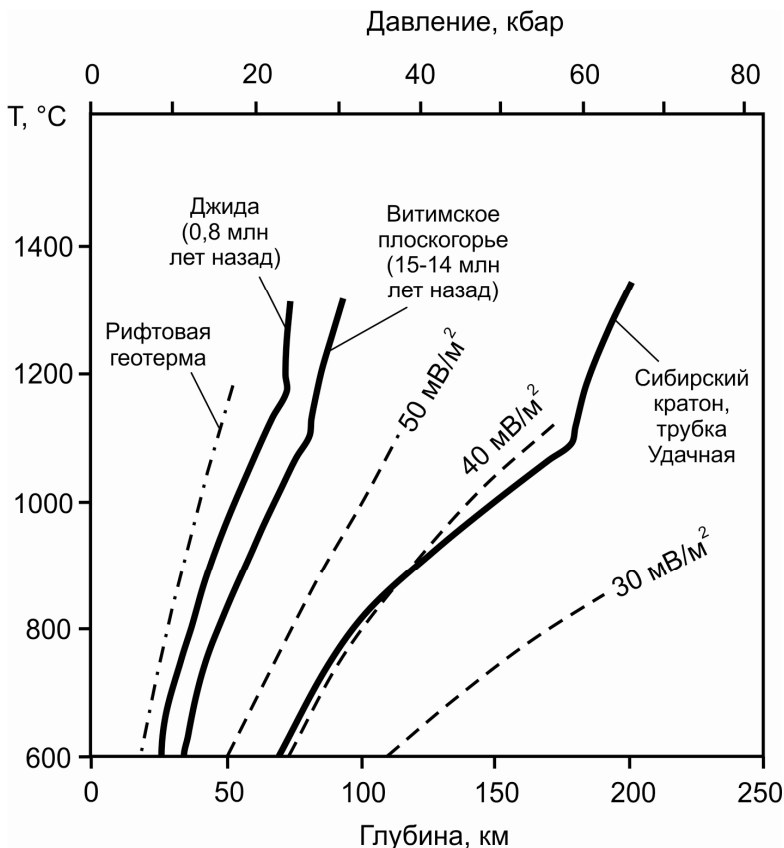


Рис. 1.3. Соотношения геотерм, реконструированных по ксеногенному мантийному материалу из кимберлитов Сибирского кратона (трубка Удачная) и из щелочных базальтоидов складчатой области Западного Забайкалья (Витимское плоскогорье и бассейн р. Джида). Геотермы построены по данным из работ [1; 9; 18]. Положение рифтовой геотермы показано штрих-пунктирной линией по работе Дж. К. К. Мерсье, а рассчитанных геотерм в зависимости от теплового потока от 30 до 50 мВт/м² – по работе [52]

1.1.2. Анизотропные и изотропные мантийные структуры

Общая азимутальная анизотропия в вариациях скоростей волн Pn проявлена в верхней мантии Тихого океана (рис. 1.4). Анизотропия океанической мантии, установленная по волнам Pn, ограниченная их близповерхностным прохождением (до 50 км под флангами срединного хребта), обычно показывает быстрое направление Vp, параллельное зонам разломов и трансформным зонам, что согласуется с направлением течения мантии поперёк хребта или сильно косо по отношению к нему [47].

Азимутальная анизотропия верхней мантии установлена на многих территориях Мира [27; 51; 57; и др.]. Сейсмическая анизотропия океанической верхней мантии обычно связывается с ориентировкой оливина со сдвиговым течением в её наиболее верхней части, под разделом Мохо [39; 42; 53].

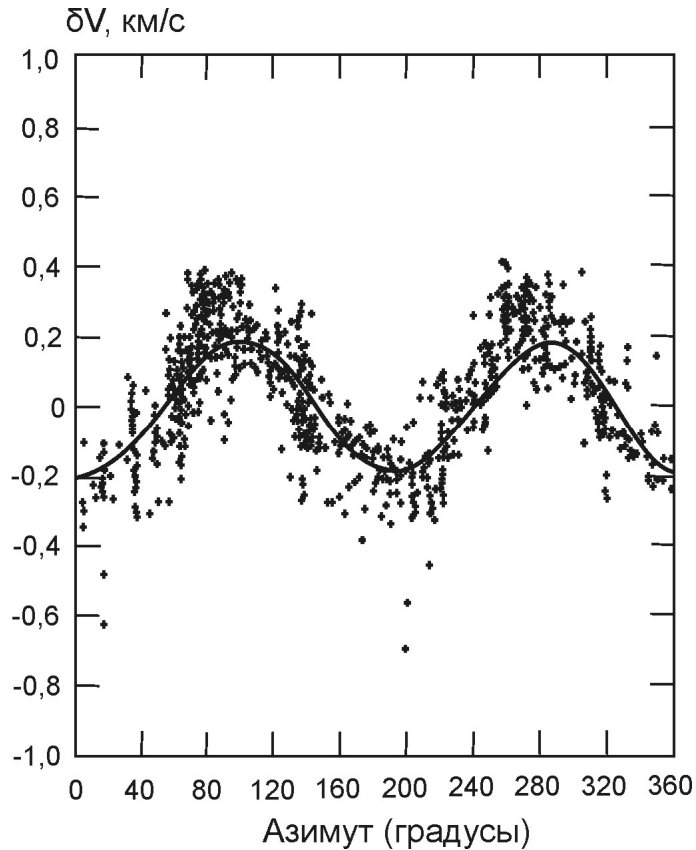


Рис. 1.4. Азимутальная анизотропия верхней мантии Тихого океана в вариациях скоростей волн Pn. Из книги [27]

О структурной анизотропии верхней мантии несут важную информацию ксенолиты из щелочных базальтоидов. Самая верхняя часть мантии представлена в ксенолитах в основном оливином с подчинёнными количествами орто-, клинопироксена и шпинели. Экспериментальное изучение свойств оливина при высоких давлениях и температурах позволило представить характер деформаций мантийного структурного яруса как пластическое течение за счет двух процессов, развивающихся в оливинах: трансляционного скольжения и рекристаллизации [28; 44; 48].

На начальных стадиях деформаций происходит вращение неизометричных кристаллов оливинов. При возрастании напряжений в них начинается трансляционное скольжение, а затем полигонизация и рекристаллизация [48]. Интенсивность процессов рекристаллизации возрастает с увеличением температуры и снижением скорости деформирования [28]. Новообразованные кристаллы сначала появляются на границах крупных зёрен оливинов, затем при более высоких температурах и пониженных скоростях деформирования – внутри них. Значительное

повышение температуры и снижение скорости деформирования приводят к полной рекристаллизации образцов.

Кристаллическая структура оливина резко анизотропна. Отношения плотностей решеток в ней по плоскостям (100), (001) и (010) составляют соответственно 1:1,7:2,2, что находит выражение в специфике микроструктур деформированных оливиновых пород.

При одноосном сжатии образца происходит вращение неизометричных зёрен оливина до тех пор, пока их длинные оси не окажутся наклонными по отношению к действующей силе более чем на 45° . Далее скольжение по плоскости (010) в кристаллах вызывает «пассивное вращение» их с прогрессирующим поворотом осей $N_g = [100]$ и $N_m = [001]$ к плоскости нормальной по отношению к оси сжатия. Угол α между этой плоскостью (плоскость сланцеватости) и плоскостью трансляционного скольжения в оливине варьирует от 0 до 45° , причём в породах, деформированных трансляционным скольжением, оси N_m и N_g оливинов должны находиться в плоскостях главных касательных напряжений, а в синтетически рекристаллизованных породах – в плоскости главных нормальных напряжений σ_1 (ось растяжения) и σ_2 (промежуточная ось). В результате одноосного сжатия первоначально изотропного образца кристаллооптические оси $N_g = [100]$ и $N_m = [001]$ имеют поясное расположение при одном резко выраженном максимуме $N_p = [010]$. Максимумы концентраций осей $N_m = [001]$ и $N_g = [100]$ могут образовываться в результате деформирования анизотропных пород [48], а при деформировании изотропных пород, в случае выполнения неравенства $\sigma_1 \neq \sigma_2$, причём при $\alpha \rightarrow 0$, ось $N_g = [100]$ оливина ориентируется параллельно σ_1 [44].

В щелочных базальтоидах Удоканского поля были найдены мантийные ксенолиты только шпинелевой фации глубинности [15]. Для микроструктурных исследований отбирались ксенолиты из местонахождений, распределённых вдоль и поперёк оси хр. Удокан. Предполагалось, что, если в верхней мантии существуют неоднородности, в пределах которых тензоры напряжений не меняются или варьируют в пространстве определённым образом, то породы этих глубинных неоднородностей должны характеризоваться сходными типами микроструктурных ориентировок оливинов.

По результатам изучения включений шпинелевых лерцолитов из позднекайнозойских базальтоидов хр. Удокан была впервые обнаружена анизотропная структура в верхней мантии Азии. В лавах, излившихся в полосе шириной 7–8 км, протягивающейся вдоль субширотной осевой части хребта на 70–80 км, были установлены сильно деформированные мантийные ксенолиты с гранулобластической и порфиروбластической структурой (рис. 1.5). Микроструктурные исследования выявили различную упорядоченность оливинов (рис. 1.6). Были выявлены породы с резко упорядоченной структурой по трём осям оптической индикатри-

сы, соответствующей деформации простого сдвига S-тектонита. На некоторых сферограммах сильно деформированных пород из базальтоидов осевой части хребта был резко выражен только максимум оси $N_p = [010]$ с тенденцией к поясному расположению осей $N_m = [001]$ и $N_g = [100]$, что свойственно тектониту сплющивания (B-тектониту). В мантийных породах из лав северной части хребта, сопредельной с Чарской рифтовой впадиной, обнаружена упорядоченная ориентировка оси оптической индикатрисы $N_g = [100]$, соответствующая одноосной деформации при диапирическом подъёме материала в условиях растяжения. В мантийных породах из лав южной части хребта, наоборот, определена упорядоченная ориентировка оси оптической индикатрисы $N_p = [010]$, подобная породам центральной части хребта.

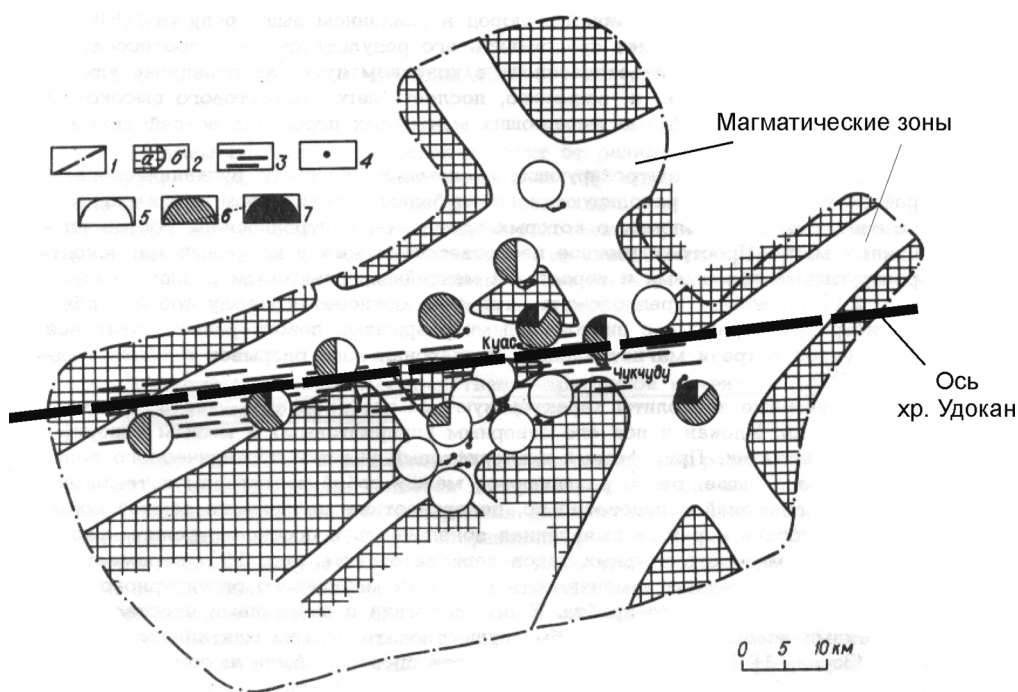


Рис. 1.5. Пространственное распределение структурных разновидностей ксенолитов зелёных шпинелевых лерцолитов в базальтоидах осевой части и склонов хр. Удокан (Северное Забайкалье), новообразованного в интервале 3,2–2,6 млн лет назад. 1 – контур распространения вулканических пород; 2 – основные структурные элементы вулканического поля: слабовулканические блоки (а) и вулканические зоны (б); 3 – проекция на земную поверхность предполагаемой области интенсивных деформаций и разогрева верхней мантии; 4 – точки отбора мантийных включений (от 5 до 50 образцов); 5–7 – соотношения структурных разновидностей включений, по номенклатуре Б. Харта [37]: грубозернистые породы (5) сложены зёрнами оливина более 2 мм, для пород с порфиروبластической структурой (6) характерны порфирировидные выделения оливина и ортопироксена, погруженные в среднезернистый (величина зёрен 0,5–2,0 мм) оливин-пироксен-шпинелевый агрегат, в породах с гранулобластической структурой (7) порфирировидные выделения минералов почти не встречаются

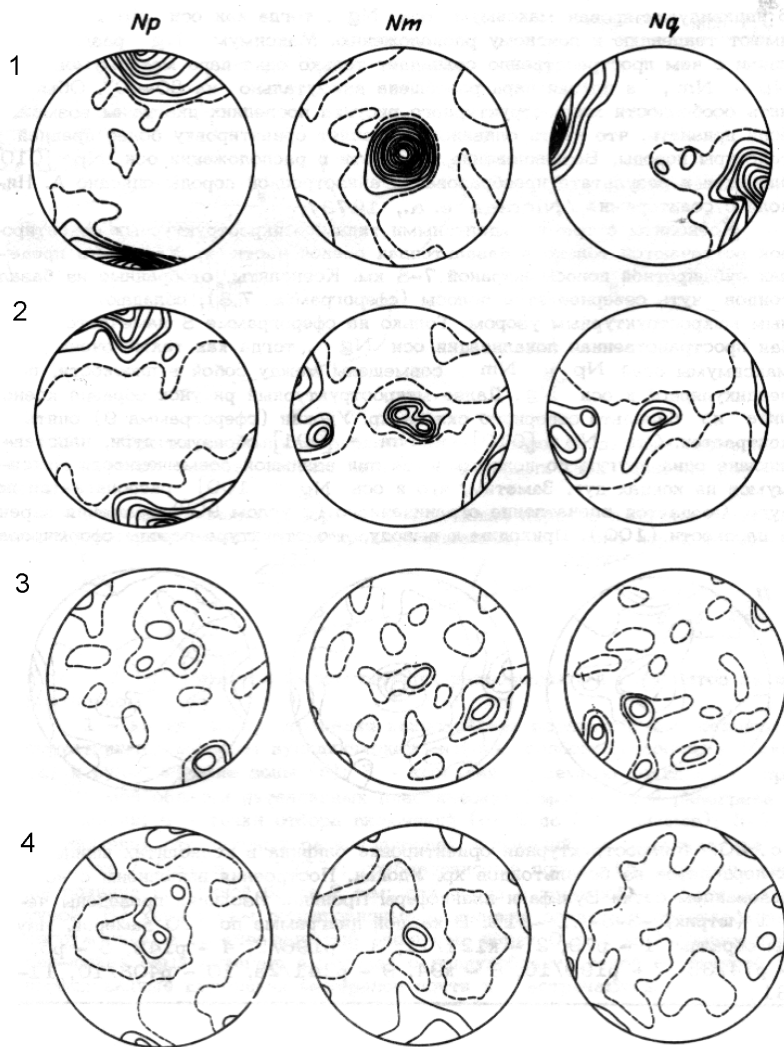


Рис. 1.6. Представительные примеры наиболее упорядоченных (1, 2) и наименее упорядоченных (3, 4) микроструктурных узоров оливинов в ксенолитах шпинелевых лерцолитов из щелочных базальтоидов хр. Удокан. Построения выполнены с использованием сетки Вульфа и планисферы Пронина. Изолинии проведены через 1 (штрих), 3, 5 ... 21 %. В построении каждой диаграммы использовалось 100 замеров. Из работы [15]

Позже в оливиновых меланефелинитах северной части Удоканского поля, излившихся 14 млн лет назад, были обнаружены крупные ксенолиты гарцбургитового состава со следами частичного плавления. Этот материал имеет меньшую плотность, чем лерцолиты, и должен обладать подъёмным эффектом архимедовых сил (плавучестью). Наличие гарцбургитов служит дополнительным аргументом в пользу процессов рифтогенного утонения литосферы, начавшихся при извержении оливиновых меланефелинитов в середине миоцена [25].

Магматические зоны Удоканского вулканического поля ориентированы в северо-восточном направлении – под острым углом к зоне мантийных деформаций. Исходя из таких соотношений, зона деформаций осевой части хр. Удокан рассматривалась как магистральная зона обширной области, вовлечённой в сдвиговые смещения и контролирующей пространственное распределение вулканизма. Шпинелевые лерцолиты характеризуют литосферную часть мантии в интервале глубин порядка 50–80 км, а магматические расплавы поступают из нижележащей мантии. Из распределения мантийных деформаций под хр. Удокан следует, что зоны с астеносферными свойствами располагаются непосредственно под хребтом. Анализ направленности палеоречной сети, погребённой под лавами, показал, что водораздел осевой части хребта образовался в процессе аккумуляции лав северной части вулканического поля. Вулканизм начинался здесь во время течения палеореки с севера на юг, а по мере накопления лав произошло погружение Чарской и более мелких рифтовых впадин, повлёкших за собой образование системы рек прилежащего к ним северного склона хребта [14]. С учётом выполненного K–Ar датирования лав [25], время образования хребта определяется интервалом между фазами извержений 3,2 и 2,6 млн лет назад. Зона мантийных деформаций пространственно соответствует осевой части горного хребта, оформившейся в это время.

Изотропная подлитосферная конвектирующая мантия была обозначена в качестве общего компонента базальтовых магм Байкальской рифтовой системы по вариациям изотопных отношений Sr, Nd и Pb [17]. Согласно предложенной гипотезе, подлитосферный материал, изотопно-гомогенизированный благодаря конвекции, смешивается с литосферными компонентами, состав которых меняется в зависимости от возраста и происхождения террейнов, составляющих фундамент. Смена литосферных компонентов-примесей расплавов выявлена, к примеру, в позднекайнозойских базальтовых расплавах при переходе от рифейского Тувино-Монгольского массива к каледонидам Восточнотувинской зоны [6]. При сохранении общего компонента конвектирующей мантии в изотопном составе Nd и Sr показана резкая смена изотопного состава Pb в расплавах, излившихся внутри массива и за его пределами. На территории массива определены значения $\Delta 208/204\text{Pb}$ более 60, характерные для аномалии DUPAL южного полушария Земли, а в лавах территорий сопредельных каледонид – нормальные значения $\Delta 208/204\text{Pb}$ (менее 60). Если сквозное распределение компонентов по изотопам Nd и Sr отражало подлитосферную конвективную гомогенизацию мантийного материала, то смена изотопного состава Pb отчётливо маркировала границы террейнов с разным составом литосферной мантии. Локальные конвективные процессы нашли выражение в образовании обособленных низкоскоростных мантийных линз, пространственно соответствующих рифтовым впадинам Байкальской рифтовой зоны, разделенных между впадинными перемычками [11].

На территории Центральной Азии аномально низкими скоростями сейсмических волн обозначился Саяно-Монгольский домен, пространственно совпадающий с распространением кайнозойских вулканических пород в субмеридиональном направлении – порядка 2 тыс. км и в субширотном – порядка 700–800 км. Для домена характерно снижение скоростей в интервале глубин 50–200 км [26]. Он подстилается слоем с более высокими скоростями сейсмических волн и перекрывается литосферой.

Домен представляет собой плоский слой нестабильной мантии и должен характеризоваться свойствами, возникающими в таком слое. Мы предполагаем, что пространственно-временное развитие глубинных процессов в Саяно-Монгольском домене определялось мантийной динамикой, вызванной сближением Индийского индентора с Сибирским кратоном. Утолщённая кратонная литосфера играла роль своеобразных штампов. В процессе сближения киль Сибирского кратона обеспечивал проскальзывание материала под него только на глубине более 200 км (ниже кратонного раздела Леман). Тем самым создавались благоприятные условия для движения мантийного материала в приподошвенной части Саяно-Монгольского домена, игравшей роль нижнего пограничного термального слоя.

С учетом кристаллической структуры оливина интерпретируются анизотропные свойства мантии по невязке скоростей сейсмических волн (рис. 1.7). В ориентировке этого минерала сейсмически-быстрые оси ориентируются в плоскости течения, ось *a*, соответствующая наиболее быстрой скорости, указывает на направление потока. Ось *b*, соответствующая направлению минимальной скорости, ориентирована по нормали относительно потока или вертикально. В анизотропии отражаются также слабые слои или ориентированные разрывы.

Распространение Р-волн параллельно оси	Скорость (км/с)	Анизотропия (%)	Поляризация S-волн параллельно оси	Скорость (км/с)	Анизотропия (%)
а	9,87	} 24,5 % } 13,0 % } 11,4 %	а	4,94	} 9,8 % } 1,2 % } 8,5 %
б	7,72		б	4,48	
в	8,66		в	4,88	

Рис. 1.7. Предельные сейсмические скорости в оливине. Ось *a* зерна соответствует кристаллооптической оси [100], ось *b* – кристаллооптической оси [010], ось *c* – кристаллооптической оси [001]. Из работы [47]

В Центральной Монголии находится обширная асейсмичная область, охватывающая Хангайское нагорье и сопредельную часть Орхон-Селенгинского среднегорья. Снижение сейсмичности объясняется аномально высоким разогревом коры [29]. В этой области проявился вулканизм последних 17 млн лет. Изучение общего кайнозойского пространственно-временного распределения магматизма свидетельствует о пространственном наложении в этой области процессов Индо-Азиатской конвергенции и рифтогенеза [8]. По скоростям сейсмических волн выявлено чередование анизотропных и изотропных участков мантии вдоль профиля MOBAL–2003, ориентированного вкрест простирания орогенных структур Монгольского Алтая и Восточного Хангая [60]. Резко выраженная анизотропия, установленная по трём станциям хр. Восточный Хангай (BUMB, OVGO и TUSG), согласуется с его субширотным простиранием. Под станциями, расположенными севернее хребта (TST, BUGA), анизотропия не выражена. Мы связываем эту смену с пространственным переходом от орогенной провинции хр. Восточный Хангай к Центрально-Монгольской рифтовой зоне и сопоставляем этот переход с подобным переходом от анизотропной структуры верхней мантии хр. Удокан к конвектирующей мантии под Чарской рифтовой впадиной. Под Урд-Тамирской впадиной (станция TST, аймачный центр Цэцэрлэг) низкие скорости определены в интервале глубин 80–140 км [7], а под Чарской впадиной – в интервале глубин 45–60 км [11].

Упорядоченная структура кайнозойских вулканических полей Центральной Монголии характеризуется их пространственным распределением с шагом порядка 100–150 км, сопоставимым с толщиной Саяно-Монгольского домена. Вулканические поля маркируют процессы плавления в восходящих потоках локальных конвективных ячеек. Усиление Индо-Азиатской конвергенции во временном интервале 17–11 млн лет назад сопровождалось тенденцией перехода к ареальному развитию многоячеечной конвекции Рэлея – Бенара, хотя конвекция в значительной мере продолжала контролироваться прежде существовавшей Дзабхан-Долино-Озерской зоной (рис. 1.8). Ослабление процессов конвергенции во временном интервале 11,0–7,5 млн лет назад предопределило кардинальную перестройку и развитие современной ареальной системы конвектирующих ячеек Рэлея – Бенара. Эта система пространственно подчёркивает восточную часть асейсмичной области Центральной Монголии и свидетельствует об образовании термальной аномалии в коре за счёт конвекции Рэлея – Бенара в мантийном слое 80–200 км. Отсутствие вулканических проявлений в западной части Центрально-Монгольской термальной аномалии объясняется неравномерным распределением процессов конвергенции в литосфере – преобладанием в восточной части аномалии растяжения, вызванного плавучестью мантийного материала, а в западной части – сжатия, обусловленного конвергенцией.

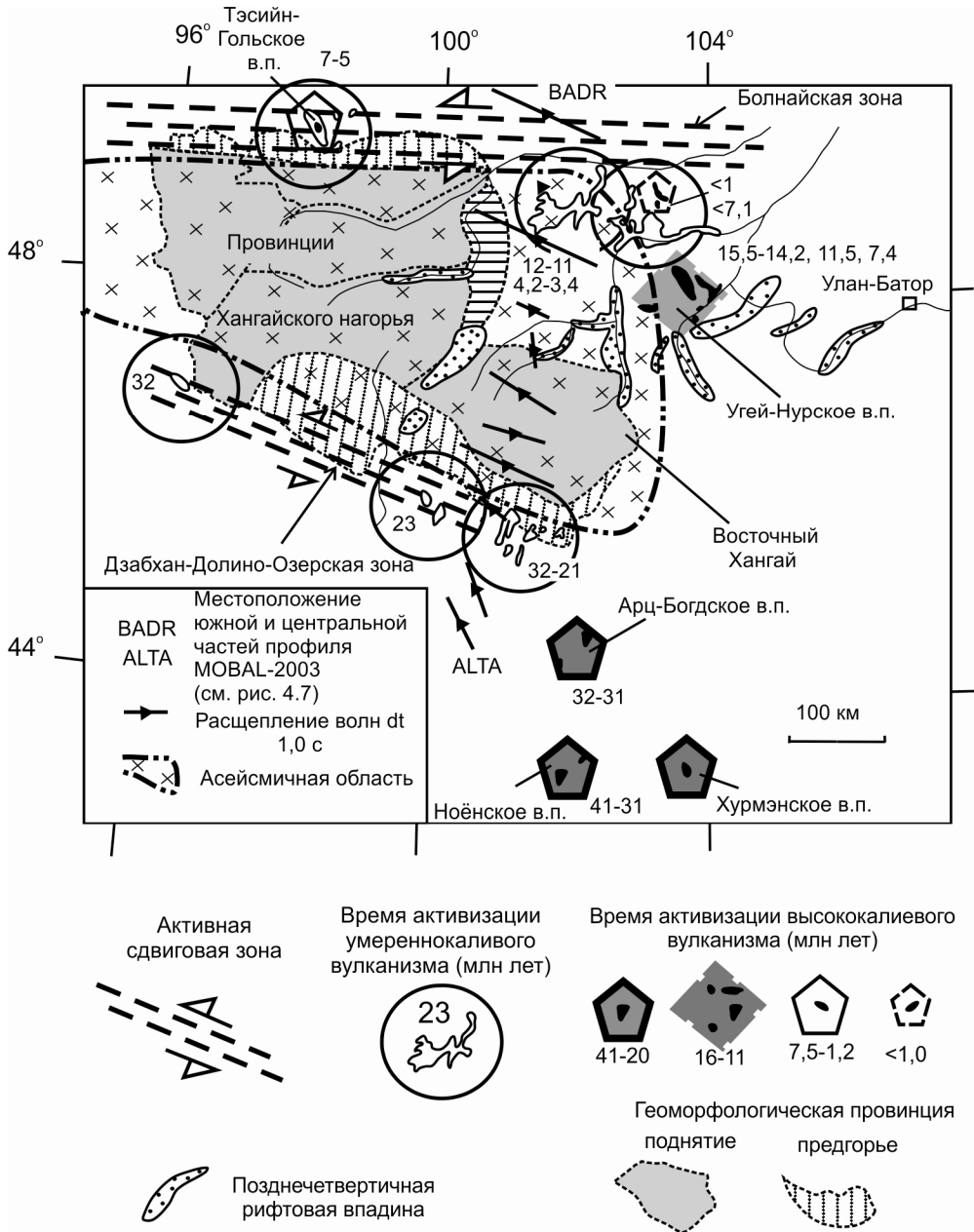


Рис. 1.8. Схема последовательной конвергентной и рифтогенной активности высоко- и умереннокалийного базальтового магматизма южной и северной границ асейсмичной области Центральной Монголии. Во временном интервале 41–21 млн лет назад имела место активизация южной границы области, вызванная процессами конвергенции Индостана и Азии. После 16 млн лет назад на коллизионные процессы были наложены процессы рифтогенеза одновременно с сильным растяжением восточной окраины Азии. Контур асейсмичной области показан по данным карты [36]. Из работы [8] с изменениями

Из анализа структуры мантийных ксенолитов и пространственно-временного распределения мантийного вулканизма следует общая оценка относительной роли структурной анизотропии и локальных низкоскоростных мантийных аномалий Центральной Азии. Анизотропия свойственна литосферной части малоглубинной мантии шпинелевой фации (т. е. интервалу глубин 50–80 км) и характеризует деформации, развивающиеся под формирующимися линейными поднятиями (горными хребтами). Пространственный переход от анизотропной мантийной структуры к изотропной соответствует переходу от поднятия к рифтовой впадине. Анизотропная мантийная структура литосферной мантии и изотропное состояние подлитосферной мантии глубинного интервала 80–200 км в Центральной Монголии явилось следствием, соответственно, деформаций литосферы и конвекции Рэлея – Бенара.

1.2. Подлитосферные мантийные разделы

Подлитосферная мантия неоднородна. В ней выделяются глобальные геофизические границы, выраженные резкой сменой скоростей сейсмических волн. Для гипотез мантийного петрогенезиса важнейшее значение имеют разделы (рис. 1.9): 1) Мохоровичича (Мохо) между литосферой и астеносферой, 2) 220 км между малоглубинной и более глубинной частями верхней мантии, 3) 410 км между верхней мантией и переходной зоной, 4) 660 км между переходной зоной и нижней мантией* и 5) 2900 км между мантией и ядром (последний раздел на рис. 1.9 не показан).

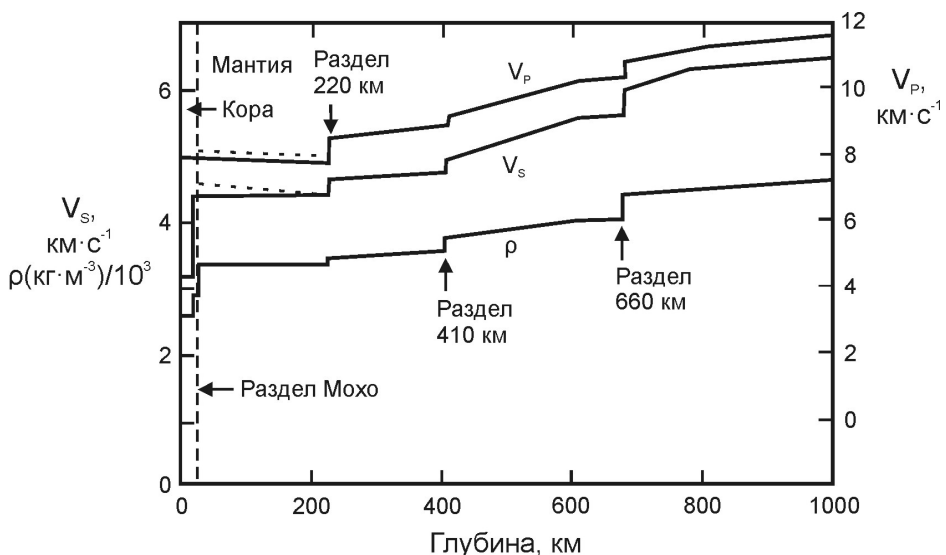


Рис. 1.9. Глубинные вариации сейсмических скоростей V_p и V_s и плотности ρ [59]

* Глубина этого раздела варьирует от 650 до 670 км.

На рис. 1.10 приведены диаграммы, синтезирующие соотношения сдвиговых и компрессионных скоростей с теоретическими построениями о распределении минеральных фаз на мантийных глубинах для адиабаты 1400 °С.

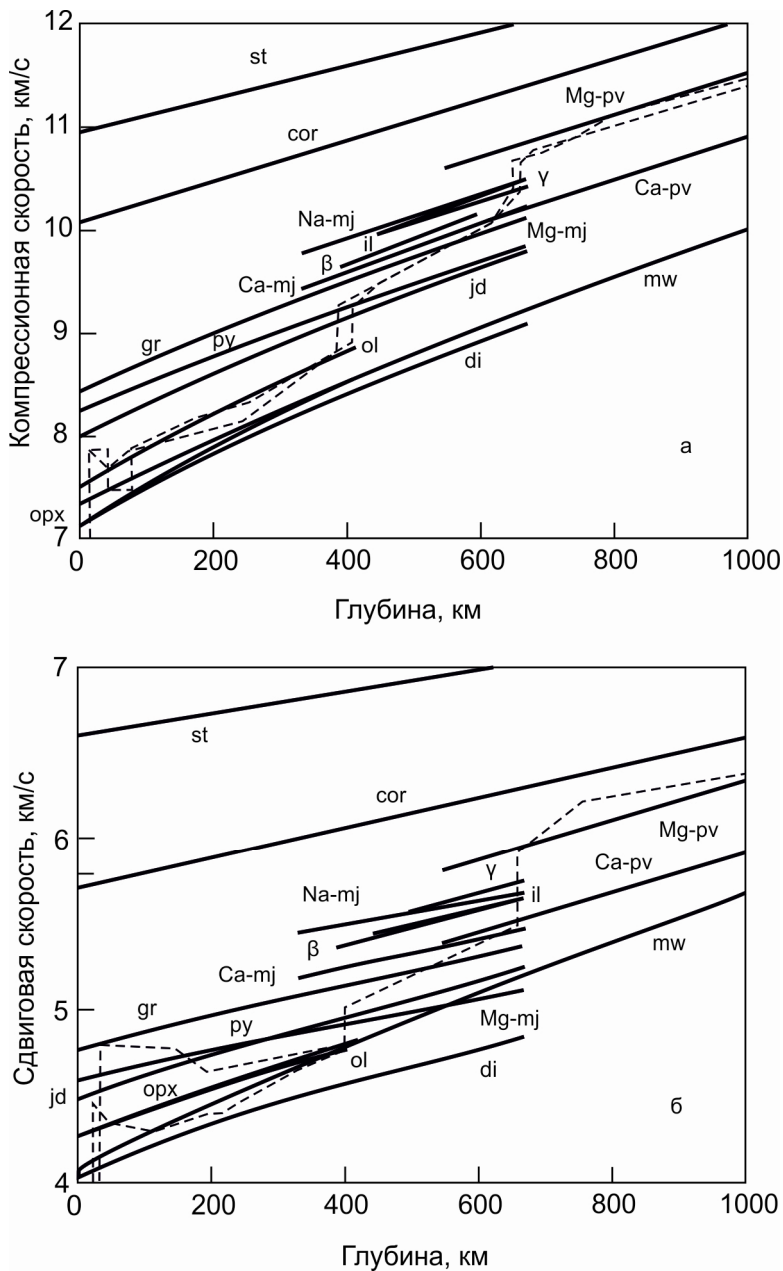


Рис. 1.10. Рассчитанные глубинные компрессионные (а) и сдвиговые (б) скорости различных мантийных минералов для адиабаты 1400 °С. «Маджорит» (mj), «перовскит» (pv) и «ильменит» (il) – структурные термины (не минералогические). Штриховыми линиями обозначены два представительных сейсмических профиля [27]

Выделяются также разделы мантии на глубинах 840, 1700 и 2200 км. Большое значение придаётся зонам разделов I (интервал глубин 670–840 км) и II (интервал глубин 1700–2200 км) [13]. В последней работе сделана попытка связать расслоение мантии на внутримантийные геосферы с общей эволюцией Земли. Высказано предположение о том, что слой D'' и перекрывающая его нижнемантийная геосфера, а также протокора отслоились в ранней Земле. Другие геосферы оформились позже, возможно, при проявлении других заметных изменений в эволюции магматизма. Главнейшее значение в этом смысле мог иметь рубеж, разделяющий архей и протерозой (т. е. 2.5 млрд лет). Несколько раньше (~3 млрд лет) началось необратимое охлаждение поверхности Земли, которое могло объясняться уменьшением энергетического потенциала ядра. Логика предположений исходит из того, что первоначально на этом рубеже должна была образоваться система нижняя мантия – переходная зона (раздел II) – средняя мантия, тогда как система средняя мантия – переходная зона (раздел I) – верхняя мантия связана с другим, но также очень значимым в геологической истории рубежом – соответствующим границе раннего и среднего протерозоя. Такая эволюция требует соответствующей аргументации.

1.3. Подлитосферная верхняя мантия

1.3.1. Определение понятия «астеносфера»

Астеносфера – «предполагаемый слой мантии, подстилающий литосферу, способный к вязкому или пластическому течению под действием относительно малых напряжений, позволяющий путём медленных движений постепенно создавать условия гидростатического равновесия... Средняя глубина астеносферы... ~ 100–200 км, под срединно-океанскими хребтами – 30–50 км... является главным местоположением процессов, вызывающих горизонтальные и вертикальные движения протяжённых участков земной коры» [2, с. 59].

Мы видим, что главное содержание термина «астеносфера» – способность к течению. Между тем изначально принятое определение термина было дополнено новыми свойствами. Например, предполагалось, что «Главным доказательством и главным критерием проведения границы между литосферой и астеносферой является прекращение возрастания сейсмических скоростей с глубиной и даже уменьшение этих скоростей на некоторой глубине. Дополнительными критериями являются возрастание коэффициента затухания энергии сейсмических колебаний, т. е. уменьшение добротности вещества мантии, а также возрастание величины электропроводности, которое обнаруживается магнитотеллурическим зондированием» [10, с. 26]. Эти характеристики не имеют от-

ношения к основному механическому свойству астеносферы, выражающемуся в текучести, а несут в себе внешний физический атрибут, выражающийся в скоростях сейсмических волн и электропроводности.

Для идентификации астеносферы привлекаются и другие признаки, такие как 1) низкие скорости сейсмических волн, 2) структурная изотропия мантии под впадинами и анизотропия под горными хребтами, 3) распространение деформационных структур в мантийных ксенолитах из щелочных базальтоидов, 4) наличие общего изотопного компонента подлитосферной конвектирующей мантии в излившихся магматических расплавах, и 5) возникновение конвекции Рэлея – Бенара, отражённой в упорядоченном пространственно-временном распределении извержений подлитосферных выплывков на расстояниях, сопоставимых с мощностью слоя конвектирующей мантии [24]. Остановимся подробнее на свойствах астеносферной мантии.

1.3.2. Конвекция

Нестабильность в плоском слое жидкости, заключённом между двумя теплопроводящими пластинами и подогреваемом снизу с воспроизведением фиксированной разницы температур, характеризуется как конвекция Рэлея – Бенара (рис. 1.11.).

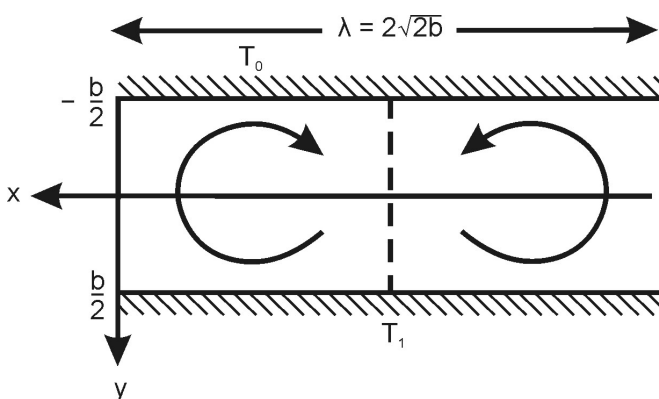


Рис. 1.11. Двухмерная ячеистая конвекция во флюидном слое, подогреваемом снизу [59]

Поскольку жидкости обычно имеют положительный коэффициент термального расширения, горячая жидкость дна конвектирующей ячейки расширяется и влечёт за собой градиент плотностной неустойчивости в подвижном слое. Если плотностной градиент значителен, то горячая жидкость будет подниматься в виде конвективного потока, обеспечивающего усиливающийся перенос тепла между пластинами. Установлено, что переход от режима теплопроводности (диффузии) к режиму конвекции происходит при некотором критическом значении безразмерно-

го комплекса, названного числом Рэлея. Это число определяет отношение подъёмных сил к силам вязкого трения. Теория Рэлея объясняет возникновение конвективного движения под влиянием архимедовых подъёмных сил (плавучести) и открывает возможности для исследования процессов самопроизвольно возникающих упорядоченных пространственных структур. Формирующиеся в низкоскоростном слое верхней мантии упорядоченные пространственные структуры конвекции Рэлея – Бенара будут нарушаться, если ограничивающие этот слой поверхности (граничные термальные слои) будут уничтожены поднимающимся снизу глубинным плюмом или погружающимся сверху слэбом, а также в случае усиления циркуляции в краевой части конвектирующей системы благодаря «стеночному» эффекту. Во флюидном слое, подогреваемом снизу, образуется система восходящих высокотемпературных и нисходящих низкотемпературных потоков или струй (plumes, плюмов*) (рис. 1.12).

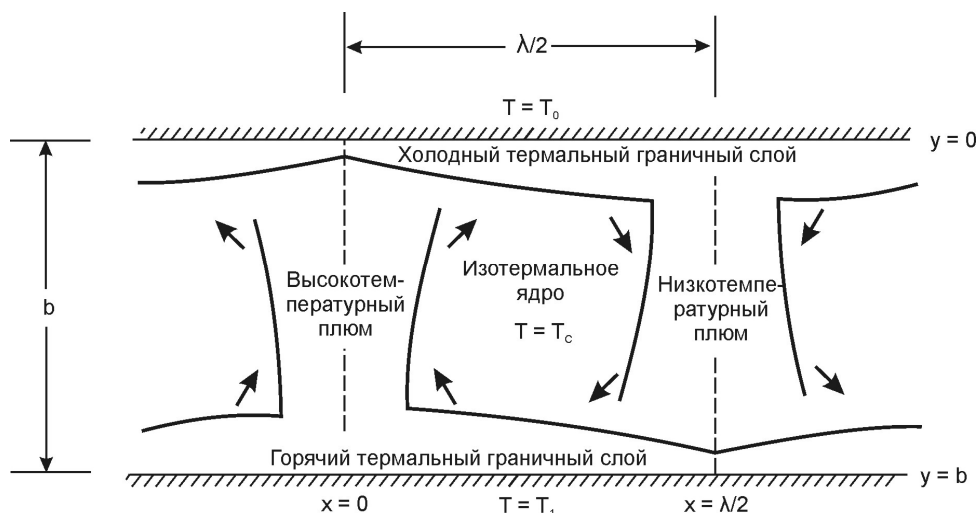


Рис. 1.12. Структура граничных слоёв в двумерных термальных конвекционных ячейках флюидного слоя, подогреваемого снизу [59]

Конвекция моделировалась численно в «астеносферном» глубинном слое 200–350 км в виде вытянутых ячеек с горизонтальными размерами в 500 км между восходящими и нисходящими потоками конвекции [23]. Таким глубинным уровнем характеризуется Забайкальский низко-

* После опубликования статьи о мантийных струях Джесона Моргана в 1971 г. английское слово «plume» (в русской транскрипции «плюм») приобрело смысл геологического термина, характеризующего тонкую струю вещества, поднимающегося от нижнего термального граничного слоя (границы ядро–мантия) до верхнего термального граничного слоя (подошвы литосферы) и выраженную в обогащенном составе вещества, в отличие от обедненного состава базальтов срединных океанических хребтов (см. дискуссию [19, 20, 27]).

скоростной домен Азии, протягивающийся от оз. Байкал до Японских островов. В другом низкоскоростном домене Азии (Саяно-Монгольском), расположенном западнее Забайкальского, получили развитие конвективные процессы малоглубинного мантийного уровня 80–200 км [26]. Возможны три варианта развития астеносферных процессов: 1) во всем подлитосферном слое верхней мантии, 2) в области верхнемантийного подлитосферного слоя на глубинах ниже 200 км или 3) в области верхнемантийного подлитосферного слоя на глубинах выше 200 км. Можно ожидать, что в каждом из этих случаев эволюция мантийного магматизма получит разное выражение. Допускается каскадный характер мантийной конвекции.

1.3.3. Модели течения мантии

Итак, астеносфере свойственна высокая текучесть. Предполагается, что астеносферный слой играет важную роль в смещении литосферы относительно мезосферы. В слое с физическими характеристиками астеносферы, таким образом, должна быть выражена максимальная анизотропия. Следовательно, астеносферный слой может рассматриваться в качестве зоны горизонтального тектонического срыва.

Предложены различные модели течения мантии под перемещающейся литосферой. В одной из них предполагалось сильное проявление анизотропного эффекта с вовлечением астеносферного материала по ходу движения литосферы под её подошвой и относительным ослаблением эффекта в нижележащей мантии по направлению к мезосфере (рис. 1.13). Согласно другой модели, движение литосферной плиты по поверхности Земли ассоциируется с течением мантии ниже литосферы, имеющим противоположную направленность (рис. 1.14).

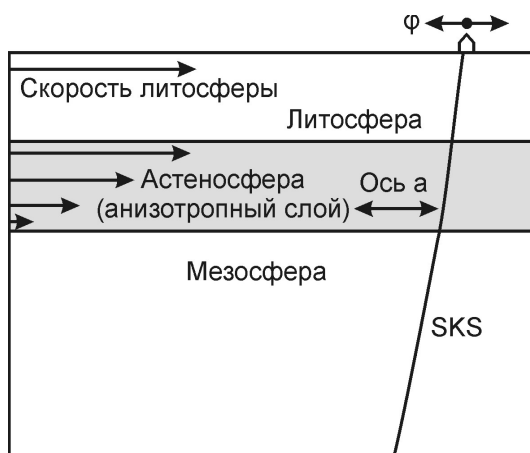


Рис. 1.13. Схема образования сейсмической анизотропии при смещении литосферной плиты с концентрацией движений под подошвой литосферы

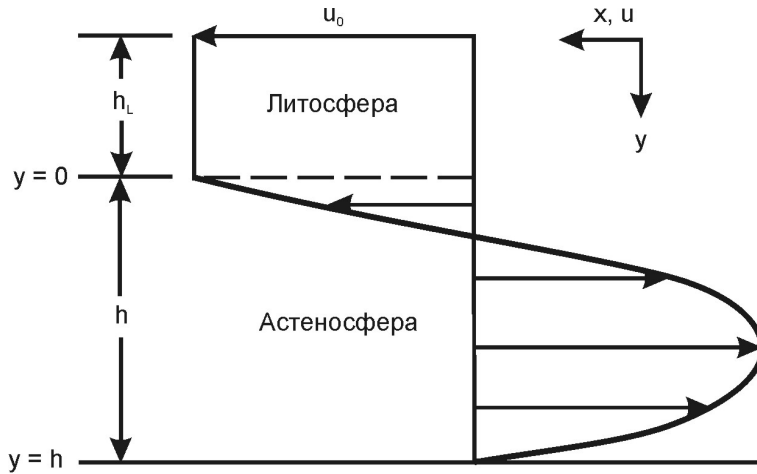


Рис. 1.14. Модель скоростного профиля, ассоциирующего с астеносферным течением, противоположным по отношению к движению литосферной плиты [59]

Вторая модель подробно рассматривалась в работе [59]. Жёсткая литосфера с мощностью h_L смещается со скоростью u_0 . Под литосферой находится астеносферный слой толщиной h с однородной вязкостью μ . В основании астеносферы мантия стационарна, т. е. $u = 0$ при $y = h$. Граничные условия $u = 0$ при $y = h$ и $u = u_0$ при $y = 0$ удовлетворяют уравнению 6.12, приведённому в этой работе, и подбираются таким образом, что это уравнение даёт течение астеносферы. Сохранение масс требует, чтобы течение материала в направлении $+x$ в литосфере балансировалось противоположным течением астеносферы. Для этой модели сеть горизонтального течения на рис. 1.14 приравняется к 0 и количественно характеризуется уравнением:

$$u_0 h_L + \int_0^h u dy = 0, \quad (1.1)$$

где первое слагаемое обозначает поток (флакс) материала в литосфере, а второе – поток материала в астеносфере (на единицу расстояния, перпендикулярного плоскости рисунка).

Подставляя уравнение 6.12 из монографии [59] в уравнение 1.1 и интегрируя, получаем:

$$u_0 h_L - \frac{h^3}{12\mu} \frac{dp}{dx} + \frac{u_0 h}{2} = 0, \quad (1.2)$$

где dp/dx – градиент горизонтального давления в астеносфере. Можно решить уравнение 1.2 для градиента давления, удовлетворяющего условиям обратного течения:

$$\frac{dp}{dx} = \frac{12\mu u_0}{h^2} \left(\frac{h_L}{h} + \frac{1}{2} \right). \quad (1.3)$$

В верхней мантии континентов астеносферный слой не имеет сплошного распространения, а низкоскоростные неоднородности находятся на ее разных уровнях. По-видимому, в отличие от океанических плит, континентальные плиты могут перемещаются относительно центра Земли в основном по переходной зоне – границе между верхней мантией и мезосферой.

В целом движения литосферных плит подчиняются двум мантийным ярусам: астеносферному ярусу верхней мантии и ярусу переходной зоны между верхней мантией и мезосферой. Пока движутся океанические плиты, они перемещаются относительно друг друга и относительно континентов по астеносферному верхнемантийному слою. В случае закрытия палеоокеанов и объединения верхнемантийных областей континентов, астеносферные верхнемантийные области консервируются и в дальнейшем могут возобновлять «внутриплитную» магматическую активность по «пассивному» механизму, т. е. вследствие латерального распространения во внутреннюю часть континента процессов межплитной конвергенции. Существует вероятность возобновления «внутриплитной» магматической активности по «активному» механизму, т. е. вследствие поднятия горячего плюмового материала из глубоких частей мантии.

1.4. Нижняя мантия

В глубоких частях мантии выделяются зоны, обозначающие общепланетарное деление на нижне- и верхнемантийные домены. Модель такого деления была предложена в работе [61] и развита в работе [43]. Согласно модели, кровля гетерогенного нижнемантийного домена, выявленного авторами первой работы, находится на глубине 1600 км. Гипотетическому резервуару подошвенной части мантии свойствен плотный ('intrinsically dense') материал, возможно, обогащённый железом. Предполагалось, что этот материал образовался на раннем этапе эволюции Земли, возможно, из магматического океана или посредством рециклирования мафической океанической коры в архее. Субдуцируемые слэбы могли проникать через этот материала и воздействовать на его поверхность, так как это показано на рис. 1.15.

Теоретические геодинамические модели Земли разрабатываются главным образом в свете вероятных процессов переходной зоны мантии и пограничной области мантии и ядра (рис. 1.16, 1.17). В настоящее время такие работы носят характер дискуссии, предполагающей многочисленные (часто взаимоисключающие) варианты интерпретаций [5; 27; 46].

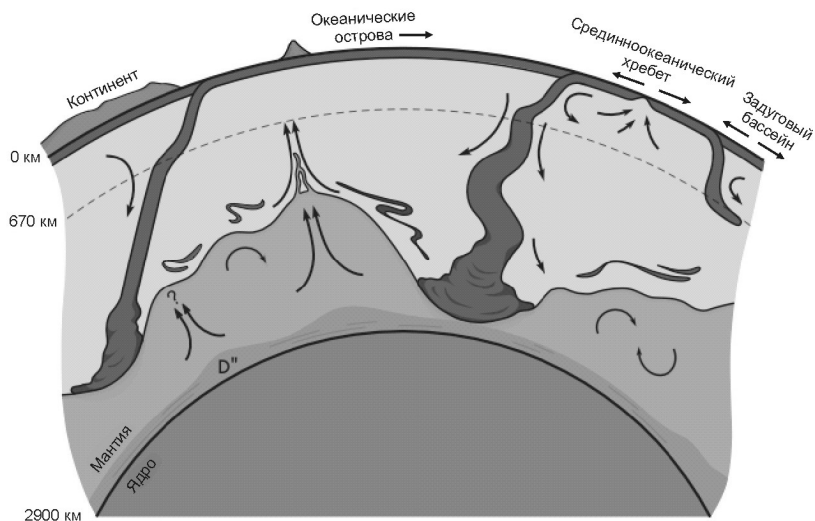


Рис. 1.15. Схема динамики нижней мантии [43] (объяснения в тексте)

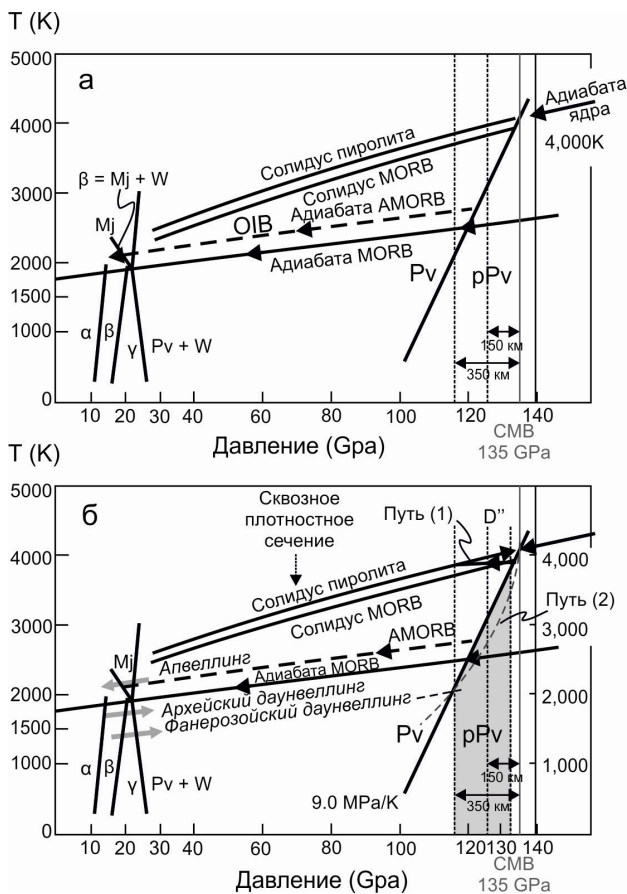


Рис. 1.16. Диаграммы фазовых переходов в P–T-пространстве: 1) вадслеит – оливин, 2) рингвудит – перовскит (Pv) + вюстит (W) при низких температурах, 3) рингвудит – маджорит при высоких температурах, 4) перовскит – постперовскит (pPv). СМВ – core–mantle boundary (граница ядро – мантия). Из работы [46]

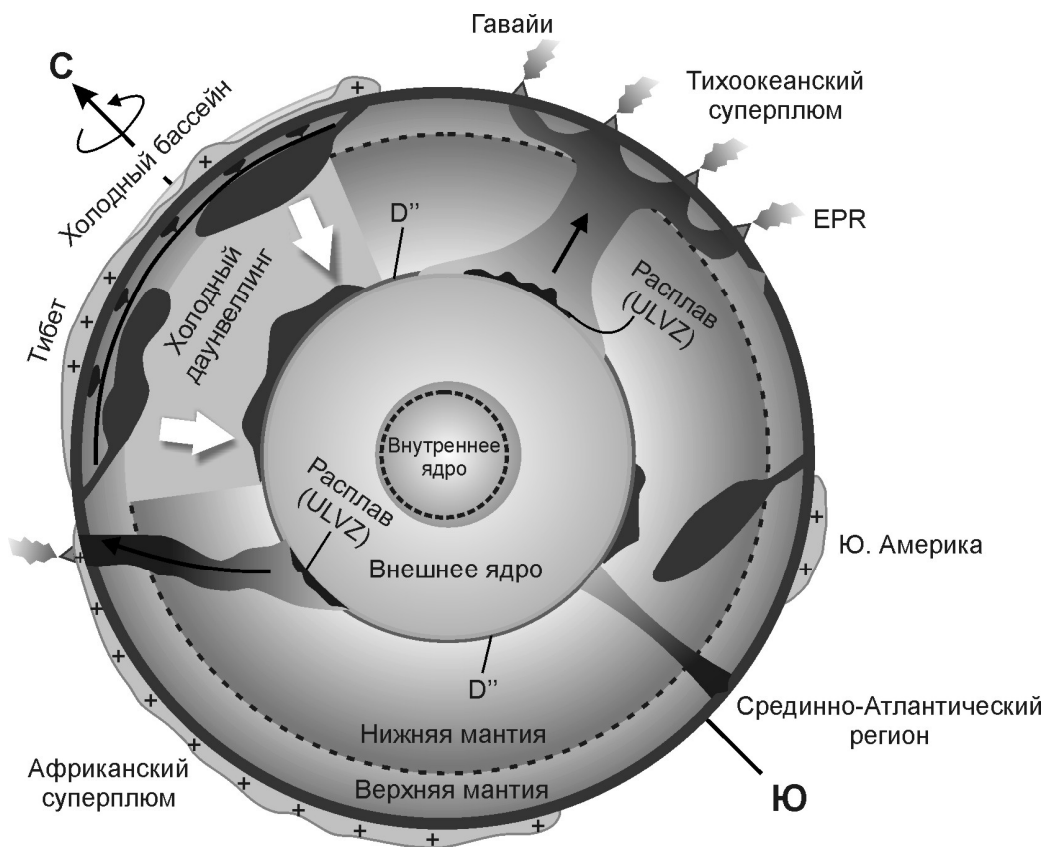


Рис. 1.17. Интерпретация главных мантийных структур Земли. Выделяются два «суперплюма» и один холодный «супердаунвеллинг». Термин «суперплюм» не соответствует первичному значению термина «плюм». ULVZ – Ultra Low Velocity Zone (зона ультранизких скоростей сейсмических волн). EPR – East Pacific Rise (Восточно-Тихоокеанское поднятие). Из работы [46].

1.5. Магмообразование

1.5.1. Условия образования мантийных выделок

Существует несколько путей плавления мантии: повышение абсолютной или гомологической температуры, снижение давления или изменение состава субстрата. Плавление может происходить *in situ*, если температура возрастает с глубиной и в конечном счёте превышает солидус системы. Основным источником поступления тепла в мантию является медленный процесс радиоактивного распада. Разогрев приводит к плавучести и конвекции, т. е. относительно быстрым процессам, которые способствуют перераспределению горячего материала с глубин к поверхности с его охлаждением.

Быстрый подъем горячего мантийного материала вызывает декомпрессионное плавление. Расплавы появляются также из-за фазовых переходов при благоприятном соотношении наклонов адиабаты и кривой плавления. Обширное плавление *in situ*, без адиабатического подъёма материала вряд ли возможно, за исключением случаев образования выплавов в слоях или гигантских каплевидных областях, которые по своей природе плотнее вышележащей мантии. В этом случае плавление может прогрессировать до точки, в которой плотностной контраст преодолевается удалением плотной фазы (такой как гранат). Ниже 100 км влияние давления на температуру плавления намного больше, чем адиабатический градиент или геотермальный градиент в однородных областях мантии. Кривая плавления перидотита выравнивается при давлении более 100 кб. Это в сочетании с изменением химического состава на разделах мантии предполагает начало плавления на глубине 300–400 км и более. Из-за высокого температурного градиента на границе между химически-разными слоями, плавление должно инициироваться на границах этих слоёв.

Предположения общего характера нуждаются в подтверждении фактами реально существующих объектов с признаками, которые явились следствием процессов плавления. Для малых глубин мантии можно получить подтверждение моделей из комплексного анализа состава излившихся мантийных расплавов и их глубинных включений. Более глубокие уровни мантии недоступны для вещественного освидетельствования, поэтому суждения о процессах, происходящих на таких уровнях имеют сугубо гипотетический характер, основанный на моделях сейсмических волн и экспериментальных данных, полученных для простых систем в условиях ультравысоких давлений и температур.

1.5.2. Плавление малоглубинной области верхней мантии

Ведущий процесс эволюции мантии – частичное плавление с ее истощением легкоплавкими компонентами. Предполагается, что обогащённые (*fertile*) лерцолиты с высоким содержанием Al_2O_3 могут использоваться для определения изотопной эволюции Os в континентальной литосфере от состава «примитивной верхней мантии» (PUM – primitive upper mantle). На диаграмме отношений $^{187}Os/^{188}Os$ и Al_2O_3 мантийные ксенолиты из маара Килбурн Хоул (США, штат Нью-Мексико), базальтоидов Западного Эйфеля (Германия) и Монголии образуют линейный тренд (рис. 1.18). В качестве состава PUM приняты наиболее высокие содержания Al_2O_3 (4,2 мас. %) при среднем отношении $^{187}Os/^{188}Os = 0,1296 \pm 0,0008$ ($^{187}Os/^{186}Os = 1,08$). Этот состав хорошо со-

гласуется с самыми глинозёмистыми массивными перидотитами и со средним составом обычных хондритов. Начальные отношения изотопов осмия в раннеархейских перидотитах Западной Гренландии и Западной Австралии близки к значению PUM, следовательно, верхняя мантия имела такой состав в ранней истории Земли.

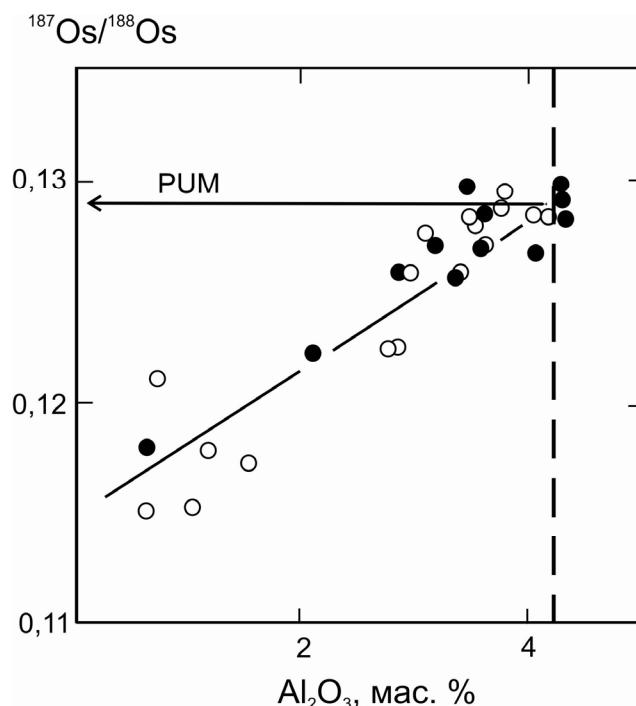


Рис. 1.18. Определение состава примитивной верхней мантии (PUM) на диаграмме $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} - \text{Al}_2\text{O}_3$. Черными и белыми кружками обозначены данные, опубликованные в разных статьях. Из работы [35]

Для изучения характера истощения мантийных пород показательны перидотитовые ксенолиты из плиоценовых оливиновых меланефелинитов бассейна р. Чикой Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (юг Читинской области в Центральном Забайкалье) [16, 18, 20]. Здесь различаются три группы перидотитов, характеризующих разноглубинные фации литосферной мантии: 1) глубинную гранатовую, 2) промежуточную по глубине гранат-шпинелевую и 3) малоглубинную шпинелевую. Соотношения содержаний Al_2O_3 в этих группах перидотитов интерпретируются в связи с их частичным плавлением в зоне перехода от гранатовой к шпинелевой фации и сопредельной с ней наиболее глубинной части перидотитов шпинелевой фации (рис. 1.19).

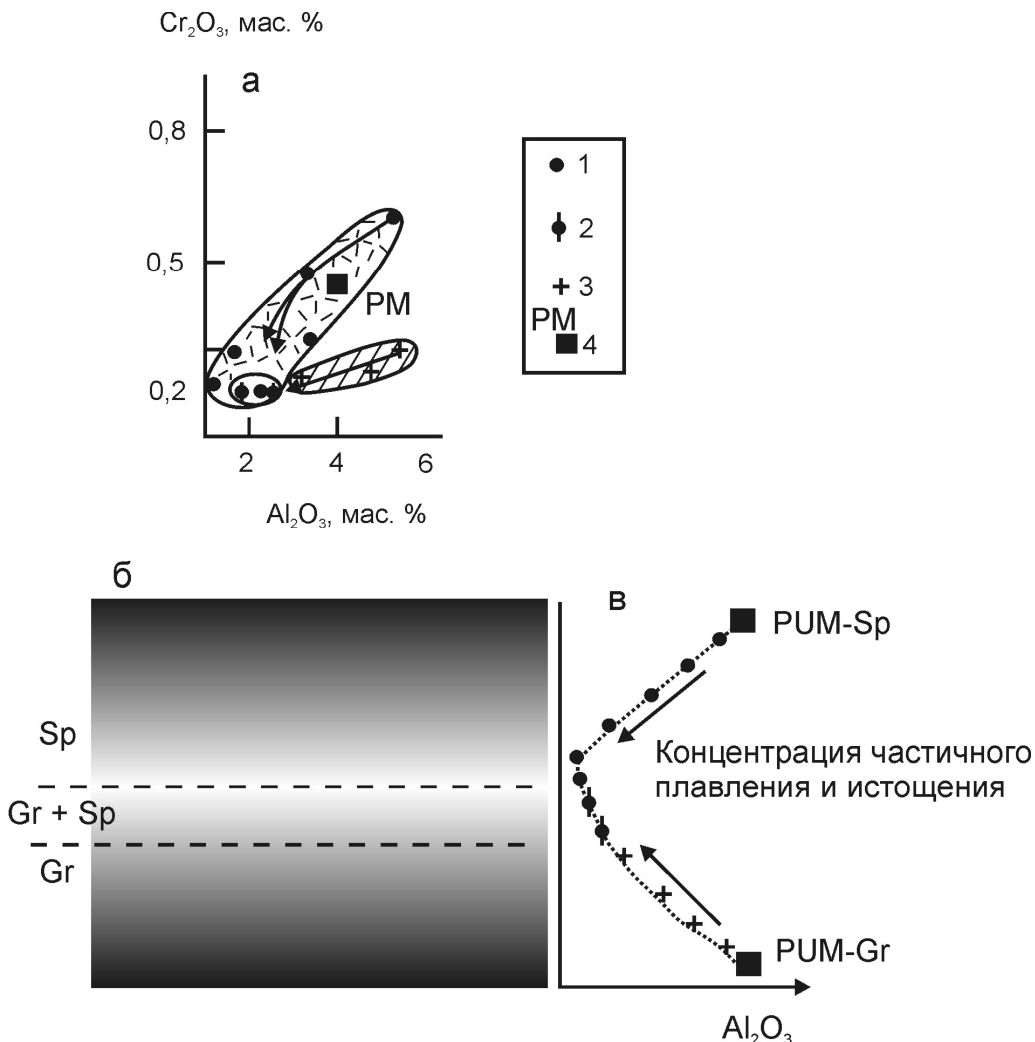


Рис. 1.19. Соотношение Cr_2O_3 и Al_2O_3 в перidotитовых ксенолитах из оливниновых меланефелинитов Хэнтэй-Даурского сводового поднятия (а) и интерпретация этих соотношений (б, в). 1–3 – перidotиты: шпинелевые (1), гранат-шпинелевые (2) и гранатовые (3); 4 – примитивная мантия Земли (PM). На рис. а выделяются самостоятельные тренды относительного снижения содержаний Al_2O_3 в шпинелевых и гранатовых перidotитах от значений, слегка превышающих состав примитивной мантии до значений гранат-шпинелевых перidotитов. На рис. б и в схематично показан гранат-шпинелевый переход с сохранением состава примитивной верхней мантии в гранатовой фации (PUM-Gr) и в шпинелевой фации (PUM-Sp) в удалении от зоны перехода, представленной сосуществующими гранатом и шпинелью. Концентрация частичного плавления и истощения выразилось в извлечении Al_2O_3 частичными выплавками из перidotитов зоны перехода и сопредельной части шпинелевой фации. Из работ [18] с дополнениями

На рис. 1.19 выявляется соответствие соотношений Cr_2O_3 и Al_2O_3 в перidotитах шпинелевой фации магнезиальных чикойских ксенолитов и подобных ксенолитов, отобранных нами из резургентного материала маара Килбурн Хоул. Этот тренд отражает универсальный процесс ис-

тощения материала малоглубинной (шпинелевой) фации мантийных перидотитов, в котором увеличение степени частичного плавления сопровождается возрастанием хромистости шпинели. Процессы истощения шпинелевых перидотитов выражаются в снижении концентраций не только Al_2O_3 , но и Cr_2O_3 [18]. В высокотемпературных фациях перидотитов шпинель отсутствует. В перидотитах гранатовой фации концентрации Cr_2O_3 в целом ниже, чем в перидотитах шпинелевой фации.

1.5.3. Плавление глубинной области верхней мантии

В связи с исследованием закономерностей эволюции магматизма Восточной Азии заслуживает внимание гипотеза плавления верхней мантии, в которой предполагается особая роль нижележащей переходной зоны от верхней к нижней мантии (рис. 1.20, 1.21). Постулируется зарождение выплавок при апвеллинге материала с глубины ~ 410 км при содержании воды в переходной зоне более $\sim 0,05$ % [34; 41]. Такой материал должен находиться в частично расплавленном состоянии пока не достигает основания литосферы. Предполагается общий характер нисходящего движения материала, реализующегося в зоне субдукции, и медленное распределение апвеллинговых течений, охватывающих большую часть мантии [30]. Соответственно, большая часть верхнемантийного материала должна представлять собой остаток малой степени частичного плавления на разделе ~ 410 км, почти однородный и умеренно обеднённый [41].

На основе такого воззрения, развивается модель генерации однородной, умеренно обеднённой астеносферы как остаточного продукта небольшой степени плавления на уровне ~ 410 км [30; 41]. Данные о наличии современного плавления на глубине около 410 км были получены при исследованиях скоростей сейсмических волн и электропроводности [40; 58]. В такой модели состав остаточного материала после частичного плавления контролируется химическим составом солидусных выплавок, оставаясь почти однородным при общих вариациях состава материала до плавления. Степень обеднения плавлением на глубине 410 км умеренная, поскольку на этом уровне достигается небольшая степень частичного плавления ($\sim 0,1$ – $1,0$ %). Содержание воды в астеносфере принимается на уровне $\sim 0,01$ мас. %.

Мы склоняемся к тому, что эта модель может обсуждаться только на материале Восточной Азии и, возможно, подобных этой территории континентальных окраин [21; 45]. Например, в Центральной Монголии подъем материала с уровня 410 км представляется маловероятным. Магмообразующие процессы под этой территорией в основном ограничены мантийными глубинами не более 200 км [8].

Для разработки геодинамических гипотез большое значение имеет также обнаружение зоны ультранизких скоростей (с 30-процентным снижением скоростей S-волн) в слое толщиной до 10 км

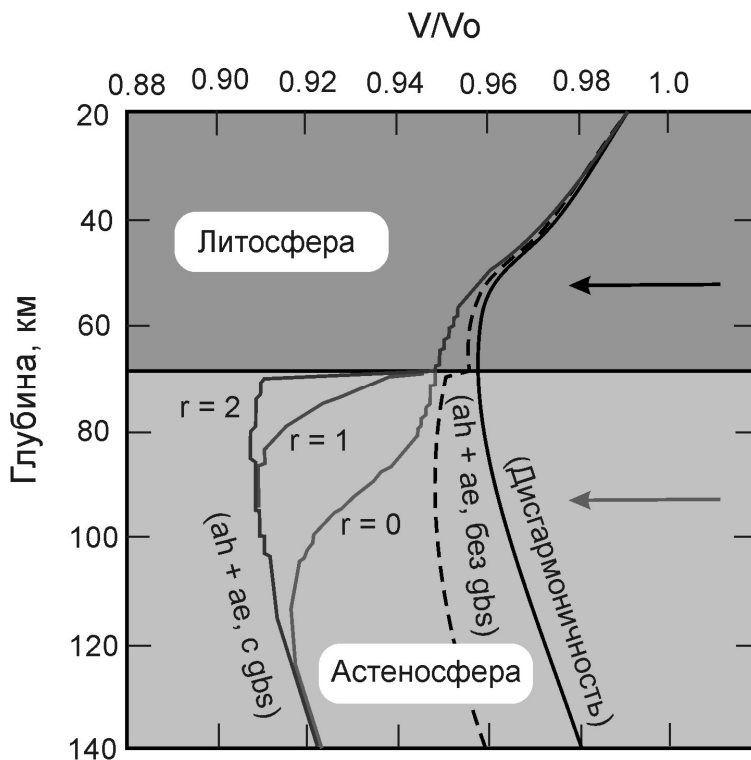


Рис. 1.20. Сейсмические скорости и глубинные профили в верхней мантии (100–миллионная океаническая геотерма по модели охлаждения полупространства). Приведены линии моделей дисгармоничности, ленточной абсорбции (absorption band model, штриховая линия) и зернограничного скольжения при $r = 2, 1, 0$ (в последнем случае эффект воды отсутствует). Резкое и большое снижение скорости на глубине ~ 70 км можно объяснить, влиянием скольжения на границах зёрен с некоторым эффектом воды ($r = 1-2$). Кроме глубинного изменения скорости, в верхней мантии существенную роль играет анизотропия. Учитывается только азимутальная анизотропия, обозначенная стрелками: верхняя чёрная указывает направление движения плиты, нижняя серая – быстрое направление в принятой модели. При радиальной анизотропии $(V_{SH}-V_{SV}) / (V_S) = \sim 2-5 \%$. Из работы [41]

на подошве мантии [46; 56]. Зоны снижения скоростей пространственно связаны с областями Тихоокеанского и Африканского «суперплюмов» и отсутствуют в Циркум-Тихоокеанском и Тетическом кладбищах слэбов. Предполагается, что скорости снижаются в наиболее горячей части мантии при отсутствии снижения – в холодной. Для построения хода глубинных процессов привлекается фазовый переход перовскит \rightarrow постперовскит, открытый в 2005 г. Этот переход соответствует условиям, существующим в кровле слоя D'' при $T = 2000-3500$ К. Постперовскит присутствует в утолщённой (до 30 км) части слоя D'' и отсутствует в зоне низких скоростей при повышении температуры на границе ядро – мантия до 4000 К. Обратный экзотермический переход постперовскит \rightarrow перовскит должен созда-

вать тепловой эффект, способствующий превращению с течением времени низкотемпературного кладбища слэбов в область горячего «суперплюма». В результате повышения температуры плавится рециклированный материал состава MORB. Гипотетический тяжёлый расплав образует зону ультранизких скоростей, а рестит поднимается благодаря химической плавучести в виде кластера плюмов.

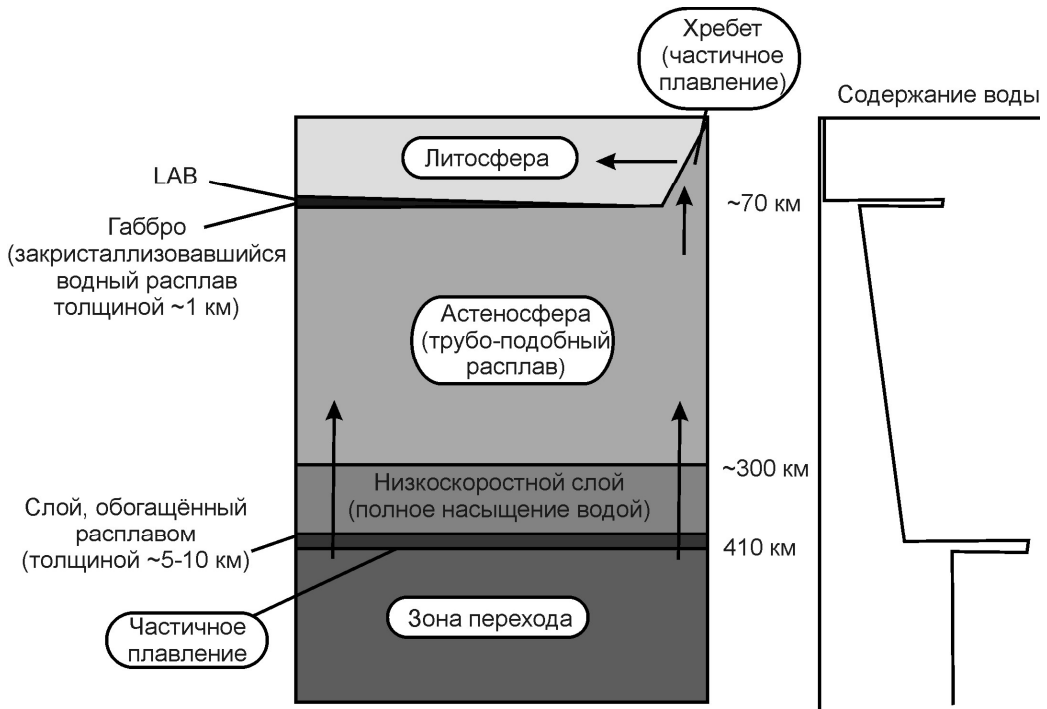


Рис. 1.21. Принципиальная схема строения верхней мантии и процессов, влияющих на астеносферу. На глубине ~ 410 км имеет место низкая степень частичного плавления вследствие высокого содержания воды в переходной зоне. Астеносфера, представляющая собой остаточный материал этого частичного плавления, содержит ~ 0,01 % воды. Такой концентрации достаточно, чтобы сделать астеносферу податливой. Под хребтом плавление концентрируется на глубине ~ 70 км, что способствует образованию сильно обеднённой литосферы и маркированию литосферно-астеносферной границы. В глубокой части верхней мантии (~300 км или глубже), небольшое количество расплава полностью смачивает границы зёрен оливина, что отражается в образовании низкоскоростной области выше 410 км. У раздела 410 км расплав, вероятно, имеет большую плотность, чем окружающие минералы, поэтому концентрируется на этом уровне или в глубокой мантии. Однако, расплав становится плавучим на меньших глубинах и поднимается до нижней части литосферы, выражаясь в «малых пятнах» и смазке анизотропии, параллельной тренчам. Из работы [41]

1.6. Заключение о характере строения мантии и протекающих в ней магматических процессов

Ведущий процесс эволюции мантии – частичное плавление с её истощением легкоплавкими компонентами. Литосфера древних кратонов отличается от литосферы складчатых областей более обеднённым составом (низким содержанием Fe), большой мощностью и низким тепловым потоком. Предполагается, что кратонная литосфера комплементарна высокотемпературным коматиитовым расплавам, а литосфера складчатых областей – базальтовым. При изучении ксенолитов из оливиновых меланефелинитов Хэнтэй-Даурского поднятия установлен факт относительного обеднения мантии в зоне перехода от шпинелевых перидотитов к гранатовым. Процесс извлечения частичных выплавов с обеднением мантийных пород локализован в зоне перехода гранатовых и шпинелевых перидотитов.

Признаки анизотропии мантийных пород на территории Азии были установлены впервые при изучении микроструктуры ксенолитов из базальтоидов хр. Удокан, образовавшегося в плиоцене в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны [15]. Пространственные соотношения анизотропных и изотропных областей мантии, существующие в настоящее время, являются предметом интерпретации скоростей сейсмических волн. Независимую информацию о мантийной структуре даёт изучение микроструктуры мантийных ксенолитов и пространственно-временного распределения мантийного базальтового магматизма. Исследования кайнозойского магматизма территории Центральной и Восточной Азии, выполненные в последние годы, обеспечили реконструкции глубинной динамики не только в пространстве, но и во времени.

Верхняя часть мантии характеризуется общей азимутальной анизотропией, на фоне которой выделяются локальные изотропные структуры. Анизотропное состояние может отражать и древние, и новейшие движения. Из анализа структуры мантийных ксенолитов и пространственно-временного распределения мантийного магматизма сделан вывод о сходном характере деформаций верхней части мантии под хр. Восточный Хангай и сопредельными впадинами Центрально-Монгольской рифтовой зоны с деформациями под хр. Удокан и сопредельной Чарской впадиной. Анизотропия свойственна литосферной части малоглубинной мантии шпинелевой фации (т. е. интервалу глубин 50–80 км) и характеризует деформации, развивающиеся под формирующимися линейными поднятиями (горными хребтами). Пространственный переход от анизотропной мантийной структуры к изотропной соответствует переходу от поднятия к рифтовой впадине. Рифтогенное поднятие плавучего

(гарцбургитового) мантийного материала соответствует одноосной деформации внедряющегося диапира с изотропной азимутальной структурой.

Частичное плавление мантии имеет место в литосфере и под литосферой в верхней и нижней мантии. В расплавах, излившихся на земную поверхность, представлен материал источников верхней мантии с глубин не более 200 км. В настоящее время отсутствуют какие-либо убедительные доказательства поступления материала из более глубоких мантийных источников. По моделям скоростей сейсмических волн и экспериментальной минералогии ультравысоких давлений и температур допускается плавление на разделе 410 км с участием воды и на разделе ядро – мантия за счёт температурного распада постперовскита. Для разработки модели наиболее глубокого верхнемантийного магмообразования представляется перспективным изучение пространственно-временной смены источников магматизма Забайкальского низкоскоростного домена.

Список литературы

1. *Ащепков И. В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта / И. В. Ащепков. – Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1991. – 160 с.
2. Геологический словарь. Т. 1. – М. : Недра, 1978. – 486 с.
3. Гетерогенность мантии и конвекция / Ю. М. Пушаровский [и др.] // Геотектоника. – 1989. – № 5. – С. 3–13.
4. Горная энциклопедия / под ред. Е. А. Козловского. – М. : Сов. энцикл., 1984–1991.
5. *Добрецов Н. Л.* Глубинная геодинамика / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.
6. Изотопная систематика Pb, Nd и Sr в гетерогенной континентальной литосфере над областью конвектирующей мантии / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2002. – Т. 387, № 4. – С. 519–523.
7. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам / В. В. Мордвинова [и др.] // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 21–32.
8. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозой Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 351 с.
9. Кимберлиты и кимберлитоподобные породы: вещество верхней мантии под древними кратонами / Л. В. Соловьева [и др.]. – Новосибирск : Сиб. изд. фирма, 1994. – 256 с.
10. *Лобковский Л. И.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л. И. Лобковский, А. М. Никишин, В. Е. Хаин. – М. : Научный мир, 2004. – 612 с.
11. Недра Байкала по сейсмическим данным / С. В. Крылов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1981. – 105 с.
12. *Пушаровский Ю. М.* Глобальная тектоника в перспективе / Ю. М. Пушаровский // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2004. – Т. 79, вып. 2. – С. 3–7.
13. *Пушаровский Ю. М.* Опыт подхода к истории развития геосфер мантии Земли / Ю. М. Пушаровский, Д. Ю. Пушаровский // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 6–15.
14. *Рассказов С. В.* Вулканический рельеф хр. Удокан / С. В. Рассказов // Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология / под ред. Н. А. Логачева. – Новосибирск, 1983. – С. 107–123.

15. *Рассказов С. В.* Базальтоиды Удокана (Байкальская рифтовая зона) / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука, 1985. – 142 с.
16. *Рассказов С. В.* Аномальная мантия Байкальской рифтовой зоны как фактор, ограничивающий глубину ксенолитов из базальтов / С. В. Рассказов // Геология и полезные ископаемые Восточной Сибири : тез. докл. – Иркутск, 1987. – С. 6–7.
17. *Рассказов С. В.* Компоненты мантии и коры в позднекайнозойских вулканах Байкальской рифтовой системы и геодинамика / С. В. Рассказов // Науки о Земле на пороге XXI века: новые идеи, подходы, решения : тезисы. – М., 1997. – С. 154.
18. *Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука. Сиб. изд. фирма, 1993. – 288 с.
19. *Рассказов С. В.* Перепутье геодинамики: гипотеза литосферных плит против гипотезы мантийных плюмов / С. В. Рассказов // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2012. – Т. 5, № 1. – С. 236–249.
20. *Рассказов С. В.* Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов : учеб. пособие / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова. – Иркутск : Изд-во ИГУ, 2012. – 300 с.
21. *Рассказов С. В.* Мантийные источники кайнозойских вулканических пород Восточной Азии: производные слэбов, подлитосферной конвекции и литосферы / С. В. Рассказов, Т. А. Ясныгина, И. С. Чувашова // Тихоокеанская геология. 2014 (в печати)
22. *Салтыковский А. Я.* Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии / А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт. – М. : Наука, 1985. – 135 с.
23. *Тычков С. А.* Численная модель трехмерной конвекции в верхней мантии Земли / С. А. Тычков, В. В. Червов, Г. Г. Черных // Физика Земли. – 2005. – № 5. – С. 48–64.
24. *Чувашова И. С.* Кайнозойские базальты и содержащиеся в них глубинные включения как показатели анизотропной и изотропной мантии Центральной Азии / И. С. Чувашова, С. В. Рассказов // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия : материалы Всерос. совещания. – Иркутск, 2009. – Т. 2. – С. 74–77.
25. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 2. – С. 115–136.
26. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
27. *Anderson D. L.* New theory of the Earth / D. L. Anderson. – Cambridge University Press, 2007. – 384 p.
28. *Ave Lallemand H. G.* Syntectonic recrystallization of olivine and models of flow in the upper mantle / H. G. Ave Lallemand, N. L. Carter // Bull. Geol. Soc. Am. – 1970. – Vol. 81, N 8. – P. 2203–2220.
29. *Bayasgalan A.* Lithosphere rheology and active tectonics in Mongolia: relations between earthquake source parameters, gravity and GPS measurements / A. Bayasgalan, J. Jackson, D. McKenzie // Geophys. J. Int. – 2005. – Vol. 163. – P. 1151–1179.
30. *Bercovici D.* Whole mantle convection and transition-zone water filter / D. Bercovici, S. Karato // Nature. – 2003. – Vol. 425. – P. 39–44.
31. *Boyd F. R.* Ultramafic nodules from the Kimberly pipes, South Africa / F. R. Boyd, P. H. Nixon // Geochim. Cosmochim. Acta. – 1978. – Vol. 42. – P. 1367–1382.
32. *Boyd F. R.* Evidence for a 150–200 km thick Archaean lithosphere from diamond inclusion thermobarometry / F. R. Boyd, J. J. Gurney, S. H. Richardson // Nature. – 1985. – Vol. 315. – P. 387–388.
33. Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle / C. J. Hawkesworth [et al.] // Earth Planet. Sci. Letters. – 1990. – Vol. 96. – P. 256–268.

34. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: the primacy of partitioning / M. M. Hirschmann [et al.]. // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2009. – Vol. 176. – P. 54–68.
35. *Dickin A. P.* Radiogenic isotope geology. Second edition / A. P. Dickin. – Cambridge University Press, 2005. – 492 p.
36. *Dugarmaa T.* One century of seismicity in Mongolia (1900–2000) / T. Dugarmaa, A. Schlupp // *RCAG–DASE*, 2003.
37. *Harte B.* Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths / B. Harte // *J. Geology.* – 1977. – Vol. 85, N 3. – P. 279–288.
38. *Hawkesworth C.* Geochemistry and mantle plumes / C. Hawkesworth // *The great plum debate : Chapman conference.* – 2005. – P. 70.
39. *Hess H. H.* Seismic anisotropy of the uppermost mantle in the Pacific / H. H. Hess // *Nature.* – 1964. – Vol. 203. – P. 629–631.
40. *Karato S-i.* Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation / S-i. Karato // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 2011. – Vol. 301. – P. 413–423.
41. *Karato S-i.* On the origin of the asthenosphere / S-i. Karato // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 2012. – Vol. 321–322. – P. 95–103.
42. *Keith M.* Evidence for a plate tectonic debate / M. Keith // *Earth-Science Reviews.* – 2001. – Vol. 55. – P. 235–336.
43. *Kellogg L. H.* Compositional stratification in the deep mantle / L. H. Kellogg, B. H. Hager, R. D. van der Hilst // *Science.* – 1999. – Vol. 283, N 5409. – P. 1881–1884.
44. *Kunze F. R.* Non-coaxial experimental deformation of olivine / F. R. Kunze, H. G. Ave Lallemand // *Tectonophysics.* – 1981. – Vol. 74, N 3/4. – P. T1–T13.
45. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic / S. Rasskazov [et al.]. // *Northeast Asian Studies.* – 2004. – Vol. 9. – P. 179–219.
46. *Maruyama S.* Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary / S. Maruyama, M. Santosh, D. Zhao // *Gondwana Research.* – 2007. – Vol. 11. – P. 7–37.
47. *Nikolas A.* Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: a review / A. Nikolas, N. I. Christensen // *Composition, structure and dynamics of the lithosphere–asthenosphere system.* American Geophysical Union, Geodynamics Series / eds. K. Fuchs, C. Froidevaux. – 1987. – Vol. 16. – P. 111–123.
48. *Nicolas A.* Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites / A. Nicolas, F. Boulger, A. M. Boullier // *Am. J. Sci.* – 1973. – Vol. 273, N 10. – P. 853–876.
49. On and off the North China craton: where is the Archaean keel? / W. M. Fan [et al.]. // *Journ. Petrol.* – 2000. – Vol. 41, N 7. – P. 933–950.
50. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton / W. L. Griffin [et al.] // *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, Geophysical Monograph, American Geophysical Union 27 / eds. M. F. J. Flower, S.-L. Chung, C., H. Lo, T. Y. Lee. – 1998. – P. 107–126.
51. *Polet J.* Anisotropy beneath California: shear wave splitting measurements using a dense broadband array / J. Polet, H. Kanamori // *Geophys. J. Int.* – 2002. – Vol. 149. – P. 313–327.
52. *Pollack H. N.* On the regional variation of heat flow geotherms and lithospheric thickness / H. N. Pollack, D. A. Chapman // *Tectonophysics.* – 1977. – Vol. 38. – P. 279–296.
53. *Ribe N. M.* Seismic anisotropy and mantle flow / N. M. Ribe // *J. Geophys. Res.* – 1989. – Vol. 94. – P. 4213–4223.

54. *Richter F. M.* A major change in the thermal state of the Earth at the Archean-Proterozoic boundary: consequences for nature and preservation of continental lithosphere / F. M. Richter // *J. Petrol.* – 1988. – Spec. Vol. – P. 39–52.
55. *Ross C. S.* Olivine in dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks / C. S. Ross, M. D. Foster, A. T. Myers // *Amer. Mineralogist.* – 1954. – Vol. 39, N 9–10. – P. 24–35.
56. Seismic evidence for ultralow-velocity zones beneath Africa and eastern Atlantic / D. Helmberger [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 2000. – Vol. 105, N B10. – P. 23865–23878.
57. Shear wave anisotropy beneath the Cascadia subduction zone and western North American craton / C. A. Currie [et al.] // *Geophys. J. Int.* – 2004. – Vol. 157. – P. 341–353.
58. *Tauzin B.* Seismic evidence for a global low-velocity layer within the Earth's upper mantle / B. Tauzin, E. Debayle, G. Wittingger // *Nat. Geosci.* – 2010. – Vol. 3. – P. 718–721.
59. *Turcotte D. L.* Geodynamics. Second edition / D. L. Turcotte, G. Schubert. – Cambridge University Press, 2002. – 456 p.
60. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, Central Mongolia / G. Barruol [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters.* 2008. doi: 101016/j.epsl.2008.07.027
61. *van der Hilst R. D.* Compositional heterogeneity in the bottom 1000 kilometers of Earth's mantle: toward a hybrid convection model / R. D. van der Hilst, H. Karason // *Science.* – 1999. – Vol. 283. – P. 1885–1888.

Глава 2

ГЛОБАЛЬНОЕ ВЫРАЖЕНИЕ НОВЕЙШЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО ЭТАПА

2.1. Понятие «новейший этап» в геотектонике и геодинамике

Геоморфологический подход к анализу тектонических движений земной поверхности способствовал выделению в геотектонике особой дисциплины «неотектоника». Предметом исследований этой дисциплины явились новейшие тектонические события, в результате которых созданы основные черты современного рельефа [7]. Возраст новейших тектонических движений большинством геоморфологов принимался как неоген-четвертичный. Но фактически в разных районах мира рельеф формировался с юры, начала кайнозоя, олигоцена, миоцена или квартера. Неоднозначность временного аспекта в понятии «неотектоника» отражена в картах новейшей тектоники Сибири и Дальнего Востока со скользким возрастом активизации тектонических движений [1; 5].

По аналогии с понятием «новейший этап», используемом в геотектонике, мы предлагаем использовать понятие «новейший этап» в геодинамике [8]. Важно оценить временной аспект проявления процессов и сил, получивших выражение в современном состоянии мантии и коры. В каких временных рамках может использоваться понятие «новейший этап» в геодинамике: или с обозначением разных временных интервалов территорий, подобно определению «новейший этап» в геотектонике, или на основе единственного (т. е. глобального) временного рубежа?

2.2. Подходы к выделению рядов взаимосвязанных геологических процессов

В качестве важнейшего принципа выделения новейшего этапа в геодинамике должно быть выделение системы процессов, обусловленных единым действием сил и объединённых в единую эволюционную последовательность. В практике геологических исследований используется хроностратиграфическая шкала, созданная на палеонтологической основе. Новейшее развитие органического мира имело место в кайнозойскую эру, охватывающую последние 66 млн лет. Последняя крупная катастрофа, отразившаяся в массовом вымирании биоты на Земле, произошла при извержениях траппов крупной магматической провинции Декан и импактном событии, зафиксированном образованием кратера

Чиксулуб [13]. Чтобы принять мезозойско-кайнозойский биотический кризис в качестве рубежа новейшего геодинамического этапа, нужно представить доказательства того, что мезозойские геодинамические процессы действительно кардинально отличались от кайнозойских.

Выделим особо среди геодинамических процессов магматизм и внесём в определение понятия «новейший этап» в геодинамике представление о проявлении единообразия источников в общей эволюции этого процесса с резким отличием от источников, действовавших в ходе предшествующей геологической эволюции.

Трапповая провинция Декан рубежа мезозоя и кайнозоя представляет собой одну из крупных магматических провинций, формировавшихся, как предполагается, одновременно с импульсами глаукофанового метаморфизма через каждые 30 млн лет начиная с 550 млн лет назад [3]. С этого времени формировались комплексы высоких давлений [19]. Если предположить, что крупные магматические провинции и высокобарные комплексы отражают единообразное геодинамическое состояние, то термин «новейший этап» должен быть закреплён в геодинамике, соответственно, за временным интервалом всего фанерозоя.

Независимую информацию о глобальной эволюции Земли несёт изотопный состав Sr мирового океана. Поступление Sr в морскую воду в тот или иной временной отрезок отражало соотношение материала из коровых (обогащённых радиогенным ^{87}Sr) и мантийных (обеднённых этим изотопом) источников. По результатам статистических исследований временных вариаций $\Delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатах важнейшее значение придавалось минимумам 54,5, 161,5, 264,5, 342,5 и 452,5 млн лет с квазипериодичностью 100 млн лет [2]. Следовательно, периодические вариации в соотношениях материала из коровых и мантийных источников в морских записях также можно интерпретировать в пользу единообразия фанерозойской геодинамики.

Нужно обратить внимание, однако, на проявление в течение фанерозоя кардинальных структурных перестроек, которые могли обозначать включение качественно новых геодинамических механизмов. В тектонике литосферных плит важное место отводится выделению временных интервалов сборки и распада суперконтинентов. Распад Пангеи начался около 175 млн лет назад. В Ливантийской провинции и на сопредельных территориях Северо-Восточной Африки процесс распада продолжается и в настоящее время. С этим процессом связана периодичность магматизма 13 млн лет [26]. Таким образом, распад Пангеи может рассматриваться как единообразный новейший геодинамический процесс. Между тем, на фоне распада Пангеи осуществлялось наращивание Евразии. Важнейшее событие этой сборки – Индо-Азиатская коллизия – произошло, по разным критериям, во временном интервале от 66 до 32 млн лет назад [10; 28 и ссылки в этих работах]. Сборка Евразии выступает как противоположный процесс по отношению к распаду Пан-

геи и должен характеризоваться своими закономерностями в геодинамической эволюции.

Пульсационные события альпийского цикла тектогенеза составляли временной интервал последних 115 млн лет, сменяя события киммерийского цикла [6]. Как видим, переход от одного тектонического цикла к другому представлял собой особый временной интервал, не совпадавший ни с кайнозойской эрой, ни с временным интервалом распада Пангеи.

В настоящей главе мы обосновываем выделение глобального новейшего геодинамического этапа в рамках последних 90 млн лет по морским записям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а в главе 4 в качестве региональной представительной компоненты единой эволюционной последовательности в этом же временном диапазоне рассматриваем пространственно-временное распространение вулканизма Центральной Монголии.

2.3. Новейший геодинамический этап в морских записях изотопных отношений стронция

2.3.1. Главный тренд

Обычно в анализе морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ основное внимание уделялось минимумам [20; 22, и др.]. Нетрудно видеть удовлетворительное совпадение минимумов 100-миллионной квазипериодичности [2] с глубокими трогами линий морских записей рубежей гваделупской и лопингинской эпох пермского периода (минимум 264,5 млн лет назад), а также средней и поздней эпох юрского периода (минимум 161,5 млн лет назад). Есть совпадение с трогами линии морских записей минимумов визейского яруса каменноугольного периода (342,5 млн лет назад) и позднего ордовика (452,5 млн лет назад) (эта часть кривой на рис. 2.1 не показана). Между тем, на кривой меловых и кайнозойских вариаций изотопных отношений стронция, наряду с минимумом 54,5 млн лет, различаются другие минимумы. На шкале записей выделяются интервалы малоамплитудных вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во временных интервалах 140–90 и 70–37 млн лет назад и переход от последнего интервала к устойчивому повышению концентраций радиогенного ^{87}Sr при общем последовательном возрастании изотопного отношения Sr с интервала 160–158 млн лет назад [24].

Каким образом на морской Sr-изотопной шкале зафиксированы события фанерозойской истории до 90 млн лет назад и после? Рассмотрим шкалу вариаций изотопных отношений Sr в морской воде из работы [20] (рис. 2.1).

Мы выделяем главный тренд вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с изгибом на рубеже ~ 90 млн лет, принимая его в качестве поворотного пункта в переходе от геодинамического этапа раннего и среднего фанерозоя к этапу

позднего фанерозоя. На ранне-среднефанерозойском этапе главному тренду соответствуют максимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ во временных интервалах 305–285, 245–205, а также ~ 125 и ~ 100 млн лет назад, на позднефанерозойском – максимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервалах 85–65 и <15 млн лет назад. На обоих этапах фанерозоя наклоны обозначенных временных отрезков линий морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ согласованы с наклоном линии главного тренда.

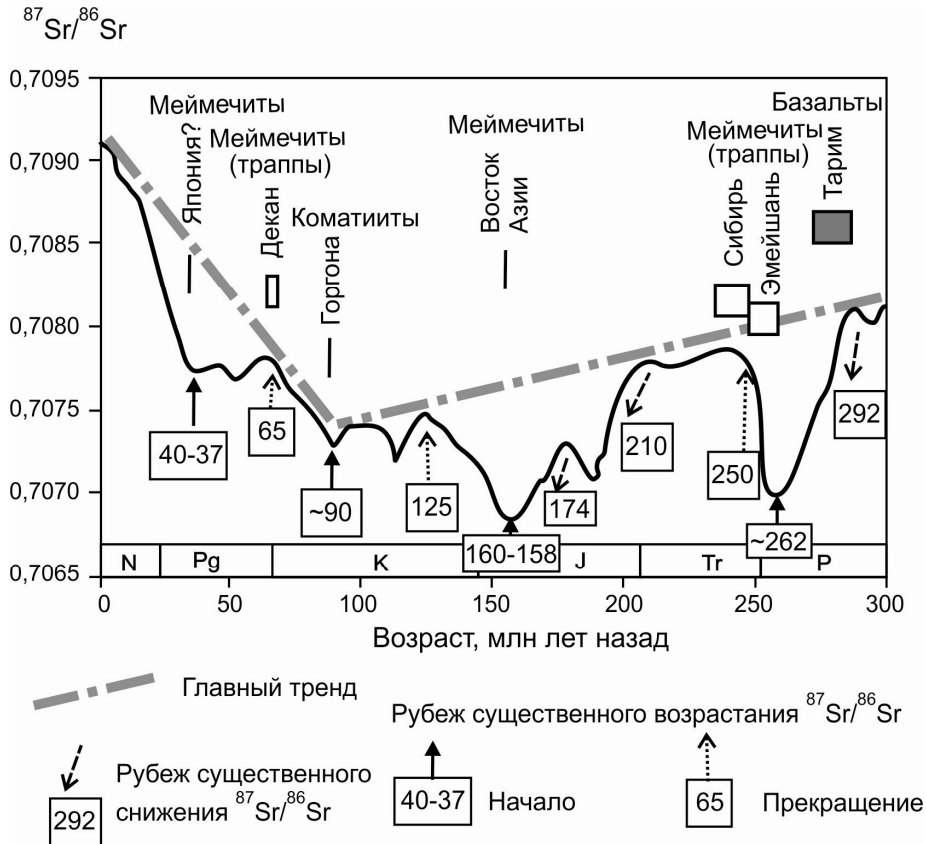


Рис. 2.1. Изгиб главного тренда вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде от ранне-среднего к позднему фанерозою, соответствующий точке отсчёта новейшего глобального геодинамического этапа ~ 90 млн лет назад. Показаны эпизоды извержений ультрамагнезиальных лав ($\text{MgO} = 18\text{--}32$ мас. %). Серым прямоугольником нанесён интервал извержений лав крупной Таримской магматической провинции, в которых содержания MgO не превышали 12 мас. %. Интервал вулканизма в этой провинции соответствует начальному эпизоду пермо-триасового нарушения главного тренда (объяснения в тексте). Использована линия морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ из работы [20]

По данным из работы [20], максимальные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде составляли ~ 410 млн лет назад величину 0,7088, а в интервале 500–490 млн лет назад достигали значений 0,70915, т. е. находились на уровне, близком к современному $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В свете интерпре-

тации изотопного состава Sr с выделением главного тренда основную стабилизирующую роль в эволюции Земли играло осаждение в составе карбонатов мирового океана континентального стронция, а относительные отклонения от него с понижением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отражали наложенный процесс контаминации морской воды мантийным стронцием. Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ главного тренда снизилось с 500 до 100 млн лет назад от 0,70915 до 0,70740. Затем это отношение главного тренда с 85 млн лет назад до настоящего времени возросло от 0,7074 до 0,7092.

2.3.2. Импульсы нарушения главного тренда

В работе [20] отмечена связь изгибов кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ с извержениями континентальных флудбазальтов крупных магматических провинций 17, 65, 92, 110?, 125, 184?, 200?, 250 и 258 млн лет назад. Часть изгибов кривой не сопоставлялась с какими-либо извержениями флудбазальтов, а некоторые извержения флудбазальтов не имели соответствующих изгибов на кривой.

В импульсах увеличения роли мантийного материала раннего и среднего фанерозоя различаются временные отрезки нарушения и восстановления главного тренда (рис. 2.2). Рассмотрим пермо-триасовый отрезок кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ временного интервала 292–250 млн лет назад. Минимум ~ 262 млн лет соответствует началу траппового магматизма провинции Эмейшань [30]. Между тем, возраст главной магматической фазы провинции Сибирских траппов (251–250 млн лет) соответствует не минимуму, а максимуму $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на изгибе линии от восходящего отрезка 262–250 млн лет назад к отрезку слабых вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 250–210 млн лет назад. Базальтовые лавы крупной Таримской магматической провинции, извергавшиеся во временном диапазоне 292–272 млн лет назад [16], наоборот, соответствуют изгибу линии от отрезка слабых вариаций $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 310–290 млн лет назад к нисходящему отрезку во временном интервале 290–262 млн лет назад [16; 21; 27; 29].

На примере пермо-триасового минимума морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ можно видеть, что эволюция главного тренда была нарушена во время активности крупной Таримской магматической провинции, первые траппы Эмейшаня возрастом 262 млн лет фиксировали экстремальную нарушенность и переход к восстановлению главного тренда, траппы Сибири соответствовали по времени его полному восстановлению. Казалось бы, поступление больших объёмов мантийных магм должно было приводить только к нарушению стабильного поступления материала, обогащённого радиогенным ^{87}Sr . В реальности, эпизоды активности крупных магматических провинций маркируют все переломные моменты пермо-триасового импульса нарушения и восстановления главного тренда. По-видимому, активность крупных магматических провинций отражала общие перестройки, происходившие в ходе эволюции Земли.

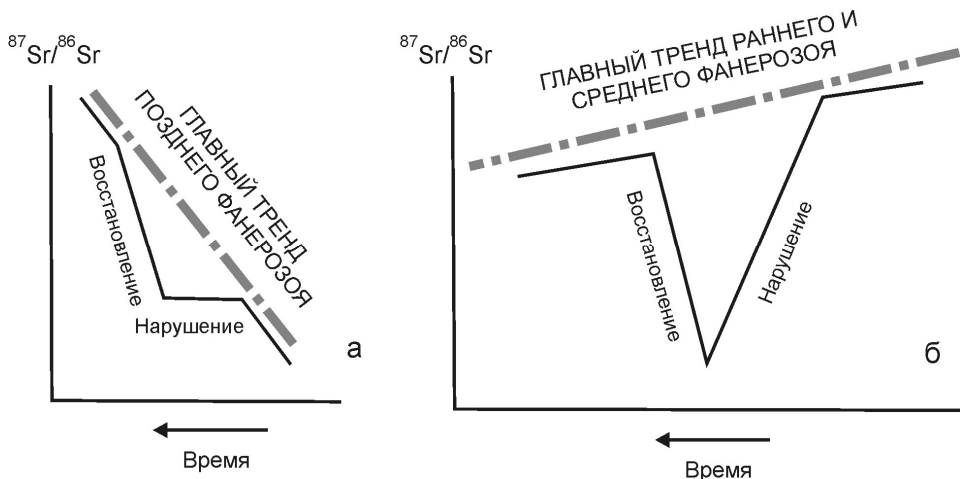


Рис. 2.2. Конфигурация импульсов мантийной подпитки на главных трендах морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в позднем (а) и раннем-среднем фанерозое (б)

Перенесём акцент на эпизоды поступления ультрамагнезиальных магм ($\text{MgO} = 18\text{--}32$ мас. %). Эпизод ~ 90 млн лет назад примечателен извержениями коматиитов о-ва Горгона. Подобные магмы из источников обедненного типа были характерны для ранних стадий эволюции Земли и их проявление на о. Горгона – уникальное событие для временного интервала последнего миллиарда лет [11]. Ультрамагнезиальные магмы из источников обогащенного типа – меймечиты – имели более широкое распространение в истории Земли. Они обозначают восходящую часть пермо-триасового отрезка кривой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Наряду с первыми траппами провинции Мейшань, минимуму 262 млн лет назад соответствуют среднепермские пикриты из юрского аккреционного комплекса Мино в Юго-Западной Японии. Минимум 160–158 млн лет назад сопоставляется с извержениями меймечитов Востока Азии (пояса офиолитов о-вов Хоккайдо и Сахалин, хр. Сихотэ-Алинь, провинции Хелунцзян). Маркирующая роль меймечитов выражена также в палеогеновом поясе Минеока, в Японии [18]. Эти сравнительно молодые меймечиты относятся к интервалу 40–37 млн лет назад, от которого началось восхождение стронциевых изотопных отношений к современным значениям.

Наиболее глубокое положение минимума 160–158 млн лет назад имеет логическое объяснение. Снижение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ относительно главного тренда началось во временном интервале 210–200 млн лет назад. В интервале 200–160 млн лет назад произошло неполное восстановление главного тренда с наложением нового импульса подпитки мантийным стронцием ~ 175 млн лет назад. Результатом наложения и явилось самое низкое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70685) в интервале 160–158 млн лет назад за всю фанерозойскую историю мирового океана. После второго (наложенного) импульса главный тренд оказался восстановленным к 125 млн лет

назад. Аномалия, выраженная в минимальных отношениях изотопов Sr, явилась, таким образом, следствием перекрытия эффектов двух импульсов возрастания роли мантийного стронция в мировом океане в общем ходе геологической эволюции раннего-среднего фанерозоя.

Евразия испытывала значительные смещения с севера на юг в интервале 200–150 млн лет назад с последующими несущественными движениями по широте [12]. Отклонение от главного тренда сопровождало эти движения. Минимум изотопных отношений Sr в морской воде 160–158 млн лет назад, вероятно, отразил смену характера движений литосферных плит. Происхождение наложенного импульса могло быть связано также с образованием около 180 млн лет назад Тихоокеанской литосферной плиты в тройном сочленении плит Кула, Фаралон и Феникс [17].

Имеется ряд независимых фактов, которые можно интерпретировать в пользу различий между геодинамическими обстановками раннего-среднего и позднего фанерозоя. В это время завершался стабильный режим существования единой палеомагнитной меловой суперхроны прямой полярности Джалал. Д. С. Енгебретсон и др. [14] были вынуждены признать, что отсутствие полосовых линейных аномалий во время мелового магнитного периода затишья между хронами МО и 34 (119–83 млн лет назад) не позволяет выполнить удовлетворительных плитотектонических реконструкций. Тем не менее, предполагается, что этому временному интервалу соответствовала главная реорганизация плит [25].

Таким образом, переход к новейшему геодинамическому этапу сопровождался глобальной перестройкой кинематики литосферных плит и глубинного режима геодинамо. По современным представлениям, в качестве основного фактора вариаций частоты палеомагнитных инверсий рассматривается величина теплового потока на границе ядро – мантия [2]. С увеличением теплового потока до некоторой критической величины геомагнитное поле из дипольного безынверсионного состояния способно перейти в инверсионное. И наоборот, при уменьшении теплового потока геомагнитное поле переходит из инверсионного в безынверсионное. Интервал прямой полярности Джалал – время длительного существования низкого теплового потока на границе ядро – мантия. Переход от суперхроны к инверсионному режиму ~ 83 млн лет назад, продолжающемуся до настоящего времени, обозначил повышение теплового потока на границе ядро–мантия. Следовательно, позднефанерозойская (новейшая) геодинамика отражала суть глобальных процессов, получивших развитие после интервала длительного относительного покоя на границе ядро – мантия.

После временного отрезка главного тренда 125–95 млн лет назад, приблизительно соответствовавшего суперхроне Джалал, должен был наступить переход к импульсу нарушения, но снижение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде было малоамплитудным с минимумом ~ 90 млн лет назад. В интервале 90–85 млн лет назад отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возросло до прежне-

го уровня, а дальнейшее более пологое повышение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ временного отрезка 85–65 млн лет назад приобрело статус главного тренда на позднефанерозойском этапе эволюции.

Заметим, что $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ возрастало в морской воде на 0,0002 единицы за 10 млн лет во временном интервале 85–65 млн лет назад и почти с таким же приращением увеличивалось в последние 15 млн лет. Принимая эти части кривой в качестве характеристики главного тренда в последние 90 млн лет, обозначим импульс отклонения от этого тренда – его нарушение на временном отрезке 65–37 млн лет назад и восстановление на временном отрезке 37–15 млн лет назад. Если нарушение главного тренда импульсом мантийной подпитки в раннем и среднем фанерозое выражалось в снижении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, а восстановление – в возрастании этого отношения, нарушение и восстановление главного тренда в позднем фанерозое было иным. При нарушении тренда в интервале 65–37 млн лет назад отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ менялось во времени слабо, а при его восстановлении в интервале 37–15 млн лет назад быстро возрастало.

По аналогии с пермо-триасовым импульсом нарушения и восстановления главного тренда, можно найти магматические маркеры переломных моментов импульсов нарушения главного тренда позднефанерозойских морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. К примеру, на окончание отрезка 85–65 млн лет назад приходится активность крупной магматической провинции Декан. В качестве магматического эпизода, сопровождавшего восстановление средне-позднефанерозойского главного тренда, можно принять максимальную активность крупной магматической провинции Снэйк-Ривер (~17 млн лет назад). Но активность такой крупной магматической провинции как Эфиопской ~ 30 млн лет назад не отражена в морских записях $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Отмеченные позднефанерозойские рубежи морских записей $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~90, 65, 40–37 и 17–15 млн лет назад) были отчётливо обозначены в магматической активности и тектонических перестройках разных регионов. Так, магматизм окраинно-континентального Восточно-Сихотэ-Алинского пояса начинался ~ 90 млн лет назад и завершился ~ 65 млн лет назад. В Юго-Западной Японии этим же временным диапазоном ограничивалась эксгумационная активность пояса Санбагава, сопровождавшаяся магматизмом пояса Риоке [23].

Незначительные изменения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в интервале 66–37 млн лет назад соответствовали интервалу Индо-Азиатской коллизии и среднеэоценовой структурной перестройке. Подобные тектонические и магматических процессы могли повлечь за собой слабые вариации $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ временного интервала 140–90 млн лет назад. По-видимому, коллизионный характер соединения (конвергенции) континентальных массивов в целом обусловил главный тренд $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морских записей раннего и среднего фанерозоя от 500 до 100 млн лет назад. Нарушение главного тренда свидетельствовало о структурных перестройках, сопровождавшихся

возрастанием роли мантийных компонентов, возможно, в условиях усиления роли процессов деструкции (дивергенции). На позднефанерозойском этапе, главный тренд, нарушенный Индо-Азиатской коллизией и другими процессами, восстанавливался в интервале 37–15 млн лет назад, подобно тому как восстанавливался главный ранне-среднефанерозойский тренд.

Мы видим, что в раннем и среднем фанерозое нарушение главного тренда осуществлялось подпиткой мантийным материалом с нисходящими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ морских записей, а в дальнейшем роль этой подпитки нивелировалась. В позднем фанерозое фаза подпитки с нисходящими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отсутствовала, а осуществлялось только увеличение этих отношений.

Характер импульсов раннего-среднего фанерозоя объясняется повышением в океанской воде роли изотопно-обеднённого мантийного материала. Мантийный материал мог поступать благодаря увеличению скорости спрединга океанского дна, размыву океанических плато и других сооружений и т. д. Сейчас невозможно составить полное представление о вкладе в изотопный баланс Sr эндогенных и экзогенных процессов. Важно подчеркнуть наличие этого вклада и эпизодический переход в состояние, соответствовавшее главному тренду. Около 90 млн лет назад динамика мантийных и коровых процессов изменилась. Теперь поступление изотопно-обеднённого мантийного материала уже не имело самостоятельного значения, а получило существенное распространение растворение в океанской воде корового материала, выраженное в последовательном возрастании $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Это нарастание было прервано Индо-Азиатской коллизией и другими процессами. В дальнейшем в океанской воде растворялся вновь преимущественно коровый материал с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

В рамках гипотезы тектоники литосферных плит определено место для 90 % всего вулканизма Земли, обусловленного процессами на границах плит – в срединных океанических хребтах и субдукционных зонах [15]. Именно этот вулканизм и определял баланс растворенного вещества океанов. Повышение роли радиогенного ^{87}Sr в последние 90 млн лет могло быть обусловлено поступлением в мировой океан материала континентов (континентальных окраин).

Около 15 млн лет назад произошло отделение Южной Америки от Антарктиды и образовался пролив Дрэйка, обеспечивший циркуляцию вод вокруг Антарктиды [4]. Связывая интервал последних 15 млн лет с главным трендом позднефанерозойской эволюции, можно предположить, что характер вариаций изотопов Sr в Мировом океане зависел от циркуляции океанических течений. Обстановка, подобная обстановке главного тренда, сложившаяся в результате образования пролива Дрэйка, могла существовать в интервале 85–65 млн лет назад и оказалась нарушенной Индо-Азиатской коллизией и, возможно, другими событиями начала кайнозоя.

2.4. События кайнозоя в морских записях изотопных отношений осмия

Подобно изотопным отношениям Sr, изотопные отношения Os варьировали в осадках Мирового океана с течением времени. В вариациях $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) отчётливо выделяется кайнозойская эра (рис. 2.3). В конце мезозоя $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ снижалось почти до 1 и к концу кайнозоя возрастало до 8. Интервал повышения $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ составлял от 0,2 до 1,0.

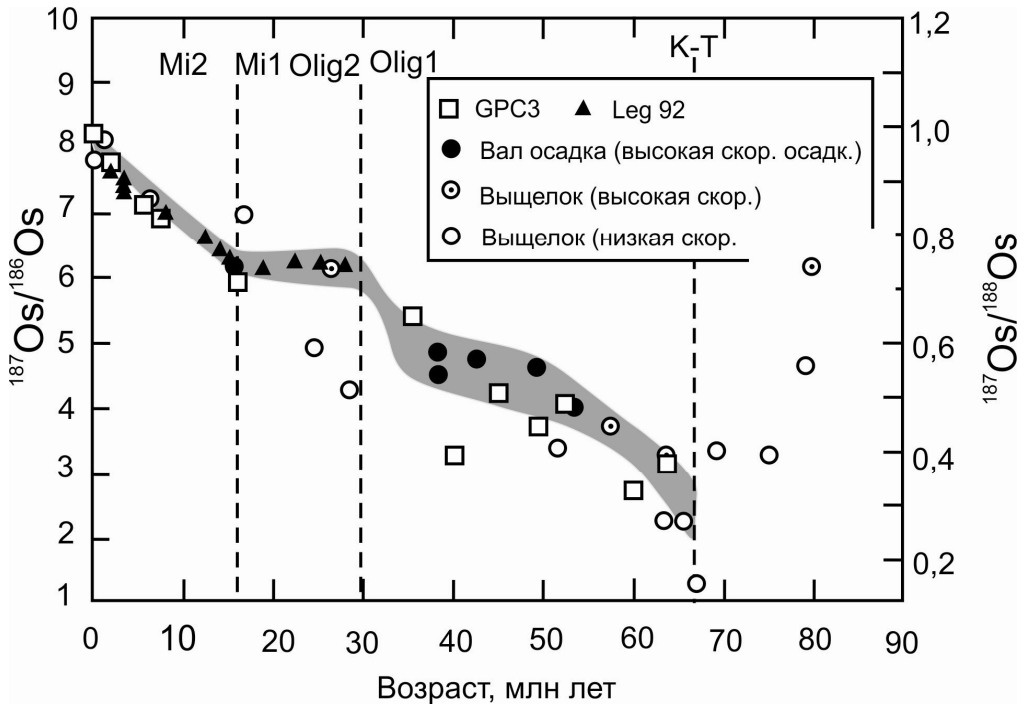


Рис. 2.3. Временные вариации $\frac{^{187}\text{Os}}{^{186}\text{Os}}$ и $\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}$ в осадках мирового океана в последние 80 млн лет. Из работы [31]

Минимум изотопных отношений Os ~ 66 млн лет назад подчёркивает значение рубежа мезозоя и кайнозоя, обозначенное в вариациях изотопных отношений Sr. Хотя кривая нарастания отношений Os имеет иной характер, можно связать её, также как нарастание изотопных отношений Sr, с повышением роли растворенного в морской воде корового материала. Одним из вероятных объяснений минимума $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ на мел-палеогеновом рубеже может быть его обусловленность падением метеоритного вещества. Если это так, то нужно признать, что космический материал в меньшем количестве поступал на Землю до 66 млн лет

назад, а мел-палеогеновый рубеж явился отражением максимального метеоритного потока.

Имеющиеся данные свидетельствуют о скачкообразном характере повышения $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ от интервала 40–37 млн лет назад к рубежу раннего и позднего олигоцена (~30 млн лет назад). Последующий временной отрезок 30–16 млн лет назад характеризовался слабыми вариациями изотопных отношений Os. Мы видим, что, хотя морские записи изотопов Sr не обнаружили изменений в источниках растворенного вещества, морские записи изотопов Os показали, что такие изменения были. Таким образом, в ходе новейшей геодинамической эволюции последних 90 млн лет рубеж ~ 30 млн лет назад мог иметь такое же важное значение как рубежи ~ 65, 40–37 и ~ 15 млн лет назад, полученные в записях изотопов Sr.

2.5. Заключение о признаках глобального выражения новейшего геодинамического этапа

В новейший геодинамический этап объединяются процессы последних 90 млн лет, имеющие взаимосвязанное регулярное распространение во временном интервале от момента запуска до настоящего времени. Новейшие геодинамические процессы могут иметь глобальное или региональное пространственно-временное выражение.

В глобальном геодинамическом выражении проявлен результирующий эффект процессов конвергенции и дивергенции континентальной и океанической литосферы. В качестве интегрального показателя вклада континентальной (коровой) и океанической (мантийной) составляющих служат морские записи $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Главный эволюционный тренд последних 510 млн лет определялся процессами конвергенции, сопровождавшимися переработкой континентального материала, обогащенного радиогенным ^{87}Sr . Процессы дивергенции отражены в осложнении главного тренда локальными минимумами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Переход от ранне-среднефанерозойского к позднефанерозойскому (новейшему) этапу выражен резким изгибом главного тренда ~ 90 млн лет назад. В раннем и среднем фанерозое интегральная роль процессов конвергенции снижалась, а в позднем фанерозое – возрастала. Точке отсчета новейшего геодинамического этапа в глобальном выражении соответствует проявление уникального для поздней Земли коматиитового магматизма о. Горгона.

Региональные взаимосвязанные процессы могли проявляться в течение временных интервалов с длительностью больше и меньше новейшего глобального геодинамического этапа или соответствовали ему. К более длительным относятся региональные процессы дивергенции, связанные с распадом Пангеи и сопровождавшиеся магматизмом с периодичностью 13 млн лет, а также дивергентные процессы разрастания

Тихоокеанской плиты, начавшиеся около 180 млн лет назад. В качестве менее длительных могут рассматриваться внутриплитные тектонические и магматические процессы Восточной Африки, начинавшиеся в середине кайнозоя и отражавшие поздний этап распада Пангеи. Региональные дивергентные геодинамические процессы осложняли главный тренд глобальной эволюции.

Список литературы

1. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / С. И. Шерман [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1984. – 207 с.
2. Диденко А. Н. О возможной причине квазипериодических колебаний частоты геомагнитных инверсий и величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морских карбонатных породах в фанерозое / А. Н. Диденко // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52, № 12. – С. 1945–1956.
3. Добрецов Н. Л. Глубинная геодинамика / Н. Л. Добрецов, А. Г. Кирдяшкин, А. А. Кирдяшкин. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. – 409 с.
4. Котляков В. М. Мир снега и льда / В. М. Котляков. – М. : Наука, 1994. – 286 с.
5. Логачев Н. А. О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири / Н. А. Логачев, С. И. Шерман, К. Г. Леви // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. – Новосибирск, 1981. – С. 12–20.
6. Милановский Е. Е. Пульсации Земли / Е. Е. Милановский // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 3–24.
7. Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР (Труды комиссии по изучению четвертичного периода) / Н. И. Николаев. – М.–Л. : Изд-во АН СССР, 1949. – 342 с.
8. Рассказов С. В. Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова // Бюл. МОИП. Сер. геол. – 2013. – № 4.
9. Рассказов С. В. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000. – 288 с.
10. Age, geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis of Teru volcanics, Northern Kohistan terrane, Pakistan / S. D. Khan [et al.]. // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 393. – P. 263–280.
11. Arndt N. Komatiite / N. Arndt, C. M. Leshner, S. J. Barnes. – Cambridge University Press, 2008. – 458 p.
12. Besse J. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr / J. Besse, V. Courtillot // J. Geophys. Res. – 2002. – Vol. 107, B 11. – P. 6–31.
13. Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary / V. Courtillot [et al.]. // Nature. – 1988. – Vol. 333, N 6176. – P. 843–846.
14. Engebretson D. C. Relative motion between oceanic plates of the Pacific basin / D. C. Engebretson, A. Cox, R. G. Gordon // J. Geophys. Res. – 1984. – Vol. 89, N B12. – P. 10291–10310.
15. Foulger G. R. Plates vs. plumes: a geological controversy / G. R. Foulger. – Wiley–Blackwell, 2010. – 328 p.
16. Hf isotopic characteristics of the Tarim Permian large igneous province rocks of NW China: Implication for the magmatic source and evolution / Z. Li [et al.] // J. of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 49. – P. 191–202 doi:10.1016/j.jseas.2011.11.021
17. Hilde T. W. Evolution of the Western Pacific and its margin / T. W. Hilde, S. Uyeda, L. Kroenke // Tectonophysics. – 1977. – Vol. 38. – P. 145–165.

18. *Ishiwatari A.* Alaskan-type plutons and ultramafic lavas in Far East Russia, Northeast China, and Japan / A. Ishiwatari, Y. Ichiyama // *International Geology Review.* – 2004. – V. 46. – P. 316–331 doi: 10.2747/0020-6814.46.4.316
19. *Maruyama S.* Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Paleozoic boundary / S. Maruyama, J. G. Liou // *The Island Arc.* – 1998. – Vol. 7. – P. 6–35.
20. *McArthur J. M.* Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age / J. M. McArthur, R. J. Howarth, T. R. Bailey // *J. Geol.* – 2001. – Vol. 109. – P. 155–170.
21. Platinum-group elements and geochemical characteristics of the Permian continental flood basalts in the Tarim Basin, northwest China: Implications for the evolution of the Tarim Large Igneous Province / Y-Q. Li [et al.] // *Chemical Geology.* – 2012. – Vol. 328. – P. 278–289
22. *Prokoph A.* Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history / A. Prokoph, G. A. Shields, J. Veizer // *Earth Sci. Rev.* – 2008. – Vol. 87. – P. 113–133.
23. *Rasskazov S.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi. – Tohoku University, Japan, 2006. – CNEAS Monograph Series N 21. – 156 p.
24. *Rasskazov S. V.* Radiogenic isotopes in geologic processes / S. V. Rasskazov, S. B. Brandt, I. S. Brandt. – Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, N. Y., 2010. – 306 p.
25. *Rea D. K.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean / D. K. Rea, J. M. Dixon // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1983. – Vol. 65. – P. 145–166.
26. *Segev A.* Synchronous magmatic cycles during the fragmentation of Gondwana: radiometric ages from the Levant and other provinces / A. Segev // *Tectonophysics.* – 2000. – Vol. 325. – P. 257–277.
27. Source, evolution and emplacement of Permian Tarim Basalts: Evidence from U–Pb dating, Sr–Nd–Pb–Hf isotope systematics and whole rock geochemistry of basalts from the Keping area, Xinjiang Uygur Autonomous region, northwest China / D. Zhang [et al.] // *J. of Asian Earth Sciences.* – 2012. – Vol. 49. – P. 191–202 doi:10.1016/j.jseas.2011.10.018
28. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia / R. A. Beck [et al.] // *Nature.* – 1995. – Vol. 373. – P. 55–58.
29. Temporal evolution of the Permian large igneous province in Tarim Basin in northwestern China / Z. Li [et al.] // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2011. – Vol. 42. – P. 917–927 doi:10.1016/j.jseas.2011.05.009
30. When did the Emeishan mantle plume activity start? Geological and geochemical evidence from ultramafic–mafic dikes in Southwestern China / F. Guo [et al.] // *International Geology Review.* – 2004. – Vol. 46. – P. 226–234.
31. *White W. M.* Isotope geochemistry / W. M. White. – 2000. – 281 p. – (Geol. N 656).

Часть II

НОВЕЙШИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Oceanic volcanics, which erupted through thin, young lithosphere, provide a window on the asthenosphere and deep mantle. In contrast, continental basalts and mantle xenoliths, emplaced through thick, old lithosphere, may tell us about the nature of the deep crust and the lithospheric mantle, as well as evolution of magmas during their ascent to the surface...*

A. P. Dickin

* Океанические вулканы, которые извергались через тонкую, молодую литосферу, обеспечивают информацию об астеносфере и глубокой части мантии. В отличие от них, континентальные базальты и мантийные ксенолиты, внедрившиеся сквозь толстую, древнюю литосферу, могут рассказать нам о природе глубокой части коры и о литосферной мантии, а также об эволюции магм при подъеме к земной поверхности...

Глава 3

ПОДХОДЫ К РЕКОНСТРУКЦИЯМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВО ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ КОНТИНЕНТА

...we propose a petrologic model of the Pacific superplume in order to provoke future discussion and formulate a target for future multidisciplinary studies^{*}.

S. Maruyama et al. [35]

Для изложения материала по новейшей геодинамике Азии важно сначала представить обзор геодинамических гипотез, некогда объяснявших происхождение горных систем, впадин и вулканизма территории, и сформулировать основные принципы в авторских подходах расшифровки геодинамических обстановок. Другой вопрос, имеющий базовое значение для реконструкций новейшей геодинамики, касается анализа последних геофизических разработок в области исследований глубинного строения Азии.

3.1. Гипотезы, вопросы типизации геодинамических обстановок

Для объяснения распространения вулканизма в Азии в разное время предлагались гипотезы орогенеза, рифтогенеза, предрифтового режима, мантийных плюмов, взаимодействия Азии и Индостана и сочетания этого взаимодействия с влиянием процессов, происходивших на границах плит Тихого океана и Евразии. В свете различных гипотез интерпретировались данные, полученные в последние годы методами сейсмической томографии с высоким разрешением по глубинному строению мантии, методами GPS-геодезии по современным движениям земной поверхности и прецизионными аналитическими методами по соотношениям изотопов стронция, неодима, свинца, гелия и микроэлементов вулканических пород. Предметный анализ гипотез показал либо ограниченность их применения для объяснения установленных закономерностей эволюции глубинного магматизма, либо их несостоятельность [6].

Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой системы сопровождалось вулканической деятельностью на протяжении всего

* ...мы предлагаем петрологическую модель Тихоокеанского суперплюма, чтобы спровоцировать будущие дискуссии и сформулировать цель для будущих междисциплинарных исследований.

кайнозоя [7]. По характеру пространственно-временного распространения позднекайнозойского вулканизма и осадконакопления в рифтовой системе различаются центральная (собственно Байкальская), северо-западная (Окинско-Тоджинская) и южная (Центрально-Монгольская) рифтовые зоны. Изучение разрезов вулканических и вулканогенно-осадочных толщ с радиоизотопным датированием пород выявило резко выраженный импульсный характер вулканической деятельности. Во всех зонах рифтовой системы установлено относительное пространственное перераспределение вулканизма в позднем олигоцене – раннем миоцене, среднем-позднем миоцене, плиоцене и плейстоцене.

В работах, опубликованных в 1970–2000-х гг., неоднократно подчёркивалась роль позднефанерозойского крупномасштабного перемещения литосферных блоков из южной части Тихого океана в северную с общим левосторонним смещением океанической литосферы относительно континентальной окраины Азии [9; 28; 41; и др.]. Океаническая кора плит Тихого океана погружалась под континентальную окраину. Соотношения между боковым скольжением и процессами погружения (субдукции) океанической коры были предметом дискуссии. Предполагалось, что боковое скольжение осуществлялось в сочетании с косою субдукцией. Надсубдукционные магматические дуги проявляли активность, однако, в течение сравнительно коротких временных интервалов, что свидетельствовало о прерывистом характере бокового скольжения и субдукционных процессов. Прекращение субдукции сопровождалось структурными перестройками, обусловленными эпизодическими столкновениями блоков толстой океанической литосферы и островных дуг с континентальной окраиной. В этом случае и должно было реализоваться боковое скольжение океанических плит относительно континентальной окраины [6]. Таким образом, боковое скольжение блоков и плит было частным случаем движений в области конвергенции (транспрессии).

Процессы конвергентного взаимодействия океанической и континентальной литосферы имели место на южной окраине Азии, под которую погружались плиты Нео-Тетиса. Как и на востоке Азии, субдукция прерывалась структурными перестройками. Регистрировались события, связанные с конвергенцией континентальной окраины и энсиматической дуги Кохистан с последующим столкновением с крупным континентальным блоком Индостана. После Индо-Азиатской коллизии, продолжавшейся с 66 до 32 млн лет назад, Индостан продолжал движение к северу, играя роль индентора в тектоническом смятии сопредельной окраины Азии. Тектонический стресс распространялся в её внутренние районы.

Во Внутренней Азии боковые смещения имели место в области аккомодации Индо-Азиатской конвергенции (например, субширотные в Тибетско-Гималайской системе и субмеридиональные в Чулутынской зоне Центральной Монголии) и в области дивергенции (например, субширотные в Муя-Удоканском и субмеридиональные – в Ципа-

Муяканском сегментах северо-восточной части Байкальской рифтовой системы) [6, 18].

Обращаясь к проблеме распространения межплитных деформаций во внутреннюю часть Азии, заметим, что развитие представлений в рамках тектоники литосферных плит во второй половине 20-го столетия получило надёжное обоснование с позиций типизации магматизма конвергентных и дивергентных границ. В то же время первичный постулат этой гипотезы о «жесткости» литосферных плит не всегда соблюдался и должен был корректироваться. В начале 1980-х гг. принципы тектоники крупных литосферных плит были привнесены в интерпретацию внутренней структуры континентальных областей. На территории Евразии были выделены малые плиты (Амурская, Китайская и др.) [56]. Следствием гипотезы о делении Азии на плиты (микроплиты) стала модель «экструзивной тектоники», основанная на предположении о непрерывном воздействии индентора Индостана с юга при свободном движении блоков (плит, микроплит) в восточном и юго-восточном направлениях [38]. Гипотеза кайнозойской «экструзивной тектоники» была распространена на Япономорский регион с выделением осложняющего фактора в тектонических процессах раннемиоценовой коллизии Идзу-Бонинской дуги с дугой Хонсю [14; 31; 41]. Несколько другой принцип в неотектоническое районирование заложен в работе [44], в которой обширная территория Евразии, заключённая между Аравийской платформой, Индийским субконтинентом на юге и стабильной Азией на севере, была обозначена в целом как Альпийская зона границ плит.

Гипотетические построения распределения деформаций внутренних и окраинных частей Азии исходили из постулатов о сквозном и ограниченном распространении процессов, обусловленных коллизией между Индостаном и Азией. Соответственно, в зависимости от принятого постулата, приводились разные интерпретации новейшей структуры Азии.

Постулат об ограниченном влиянии Индо-Азиатской коллизии был первоначально принят Н. А. Логачевым и Н. А. Флоренсовым [8], которые связывали образование Байкальской системы рифтовых впадин с самостоятельным энергетическим источником – аномальной низкоскоростной мантией, обнаруженной при сейсмологических исследованиях [16]. Такой же точки зрения в основном придерживалась исследовательская группа научной школы «Кайнозойский континентальный рифтогенез», проводившая работы под руководством Н. А. Логачева [1]. Но и среди этой группы не было единства. Исходя из градиентов вертикальных тектонических движений, характеризующих отношение амплитуд неотектонических движений к горизонтальному положению, отнесённому ко времени проявления движений, К. Г. Леви и др. пришли к выводу о том, что «...ширина области деформаций коры (и, надо полагать, литосферы) составляет несколько сотен километров и от оси зоны Ин-

до-Азиатского столкновения не может распространяться на тысячи километров, чтобы вызвать деструкцию коры на широтах Прибайкалья...» [4].

Постулат о сквозном распространении процессов от Гималаев до Байкала, вслед за Эмилем Арганом, был поддержан П. Молнар и П. Таппонье в работах о четвертичной тектонике Азии [36; 47]. Это предположение принималось в различных моделях без дополнительной аргументации, хотя один из авторов постулата (П. Молнар) предполагал в более поздней работе [29] существование кардинальных различий напряженно-деформированного состояния коры на территориях, с одной стороны, Гималаев и Тибета, с другой – Монголии и Байкала. Геодинамическое единство территория от Гималаев до северной оконечности Байкала подчеркивалось отнесением ее к единому «треугольнику» максимальной сейсмической активности Евразии [3].

Отмечая заблуждения сторонников объяснения новейшей структуры Байкальской рифтовой зоны одним только влиянием Гималайской коллизии «...в первую очередь их недостаточным знакомством со строением и историей геологического развития рифтовой зоны как единого целого» Н. А. Логачев [7, стр. 401] писал: «Несомненным результатом пододвигания Индостана под Гималаи и Тибет являются неоген-четвертичные рифты, пересекающие Высокие Гималаи и приграничную с ними часть Тибета в субмеридиональном и северо-восточном направлении и обеспечивающие поперечное растяжение высоких нагорий Земли [45]. По отношению к глубинным деталям и многочисленным надвигам, порожденным общим движением Индостана на северо-восток, эти зоны односторонних грабенов имеют наложенный характер, они появились гораздо позже начала Индо-Евразийской коллизии (60–55 млн л. н.) и как бы указывают на увеличение длины Гималайско-Тибетского альянса на восток.

К северо-востоку от Тибета в полосе, занятой крупнейшими впадинами Центральной Азии – Таримской, Джунгарской, Цайдамской, котловиной Больших Озёр и разделяющими их складчатыми горными цепями Алтынтага, Куньлуня, Тянь-Шаня, Монгольского и Гобийского Алтая, отсутствуют ясные признаки раскалывающего влияния Индо-Евразийской коллизии. Что же касается упорядоченности сдвиговых смещений в полосе возможного динамического влияния Индостана – правосторонние на северо-западе (Памир, Тянь-Шань, Алтай) и левосторонние на остальной территории Центральной Азии, – то их разнонаправленность может действительно определяться реально действующим механизмом сдавливания Индостанской плитой сооружений Азии. Однако и здесь возникает пока что безответный вопрос о структурных следствиях расталкивания пластин-блоков литосферы в противоположные стороны от некоей оси Байкал – Тибет. Эти следствия должны быть структурно вполне ощутимыми в верхней хрупкой части земной коры,

поскольку амплитуда сдвиговых смещений на той и другой стороне измеряется десятками километров [19].

В глубинном строении земной коры и верхней мантии на пространстве между БРЗ и Тибетом также не обнаруживаются признаков, которые могли бы быть объяснены влиянием субдукции Индостана на рифтогенез в Восточной Сибири. В распределении и ориентировке крупных градиентных зон поверхности Мохо здесь ... не видны признаки какой-либо пространственной организованности, которую можно было бы связать с Индо-Евразийской коллизией. Не содержит подобных признаков и трехмерная модель распределения скоростей поперечных сейсмических волн, полученная методом поверхностно-волновой томографии для Азиатского континента [53]. Она указывает на наличие под Тибетом и Хангаем не связанных друг с другом субширотных низкоскоростных зон, обусловленных разогретым материалом астеносферы. Под Тибетом зона пониженных скоростей проявляется на глубинах 80–120 км, под Хангаем – 60–200 км. Ниже этих зон слои мантии характеризуются существенно более высокими скоростями волн S».

К настоящему времени появились новые факты, свидетельствующие о влиянии Индо-Азиатской коллизии и постколлизийной конвергенции на тектонические и сейсмические процессы в коре Центральной Азии. Судя по механизмам очагов землетрясений, сжимающие тектонические напряжения распространяются от зоны Индо-Азиатского взаимодействия в Центральной и Восточной Азии к северу, востоку и юго-востоку. Из анализа сейсмического момента и данных GPS-геодезии следует, что западный и центральный Китай охвачены однотипными современными коровыми деформациями, резко ослабевающими на территории Монголии [26; 30; 39; 55]. По палеомагнитным данным определено существенное сокращение коры с мела до настоящего времени между Индостаном и Монголией, включая Тянь-Шань и Монгольский Алтай (в современных координатах, на территории между 30° и 45° с. ш.) [37]. По результатам фрактального анализа скоростей смещения по разломам в четвертичное время сделан вывод о пространственной смене характера коровых деформаций – о максимальном суммарном эффекте воздействия Индийского индентора в Тибете при ничтожной роли этого воздействия в Центральной Монголии с переходом в Байкальской рифтовой зоне к обстановке преобладающего растяжения [29]. В юго-западной части Байкальской рифтовой системы установлены надвиги, свидетельствующие о проявлении коллизийного субмеридионального сжатия верхней части коры на территории севернее Хубсугульской и Дархатской впадин в плиоцен-четвертичное время [12]. Вывод о таком эффекте подтвержден структурными исследованиями в западной части Байкальской рифтовой системы [10; 11].

Существующие реконструкции кайнозойской геодинамики Азии основывались на данных о современных процессах: напряжённом со-

стоянии литосферы, её мощности, движениях (по данным GPS-геодезии), активных разломах и других параметрах с ретроспективным освещением вероятного тектонического развития территорий. В неотектонических картах и обзорах, как правило, включалось упоминание о кайнозойской вулканической деятельности. Схемы современной геодинамики распространялись на весь ход кайнозойского тектогенеза. Ограничения на тектонические реконструкции накладывали, однако, данные, свидетельствующие о резких изменениях в эволюции магматизма в связи с неоднократными структурными перестройками в мезозое и кайнозое. Следовательно, если не учитывать пространственно-временные изменения структуры и магматизма, представления о кайнозойской геодинамике Азии не будут исчерпывающими.

С позиций анализа пространственно-временного распространения вулканизма предполагалось, что кайнозойское тектоническое развитие территории Азии определялось активностью орогенных и рифтовых подвижных систем, разделявших относительно стабильные блоки коры (рис. 3.1). На том этапе исследований оставалось неясным, какие геохимические параметры вулканических пород континентальных подвижных систем могли служить в качестве маркеров процессов с конвергентным и дивергентным характером развития, так как служит магматизм субдукционного-коллизийного и срединно-океанического типа в фундаментальных построениях классической тектоники литосферных плит. Проблема выделения таких магматических маркеров в подвижных системах Азии решалась в свете циклической активизации источников калиевой и калинатровой серий [6].

Рифтогенез – процесс растяжения и утонения литосферы, выражающийся в плавлении ее нижней части и образовании грабенов – в верхней. Совместный анализ данных по глубинному и поверхностному выражению рифтогенеза во времени и пространстве открывает возможности реконструкций этого процесса как единого целого. Рифтогенное утонение литосферы отражено в излившихся магматических расплавах сочетанием компонентов литосферы и подстилающей астеносферы. Астеносферный компонент идентифицируется как общий. В результате плавления астеносферной мантии Центрально-Монгольской рифтовой зоны формировалась калинатровая серия вулканических пород, а плавление нижней части литосферы обозначалось переходом к калиевой серии. По пространственно-временному распространению серий выделены ритмичные чередующиеся фазы активности подлитосферных и литосферных источников [6]. В отличие от Центрально-Монгольской рифтовой зоны, в двух других выявлена только калинатровая серия, поэтому для выделения пространственно-временных закономерностей в эволюции глубинных процессов этих рифтовых зон требуется, прежде всего, разработка подходов к идентификации компонентов из литосферных и подлитосферных источников.

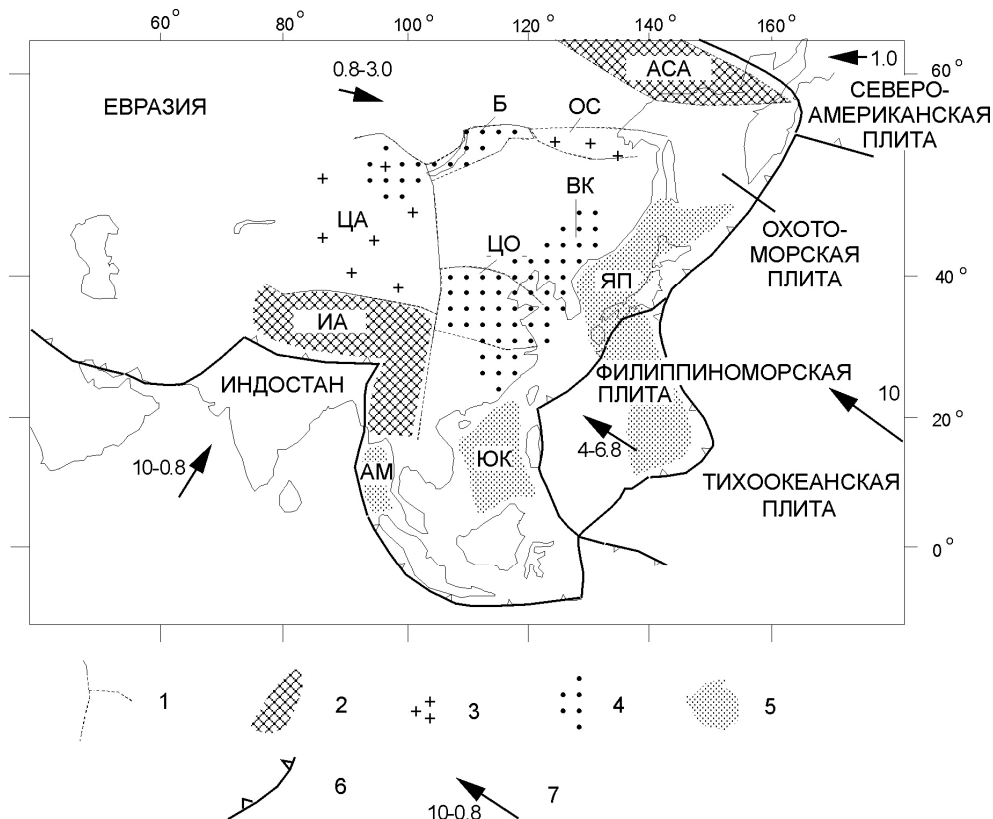


Рис. 3.1. Схема позднекайнозойских подвижных систем центральной и восточной частей Евразии. 1 – граница района с высокой сейсмической активностью по данным [2; 17; 51]; 2 – коллизионная зона (ИА – Индо-Азиатская, АСА – Азиатско-Североамериканская); 3 – орогенная система (ЦА – Центрально-Азиатская, ОС – Олекмо-Становая); 4 – рифтовая система (Б – Байкальская, ЦО – Циркум-Ордосская, ВК – Восточно-Китайская); 5 – глубоководная впадина в зоне задугового рифтогенеза и спрединга (ЯП – Япономорская, ЮК – Южнокитайская, АМ – Адаманского моря); 6 – межплитная конвергентная граница; 7 – направление движения плиты или блока, интервал скоростей ($\text{см} \cdot \text{год}^{-1}$) с миоцена до настоящего времени по данным [2; 13; 49]. Для западного края Североамериканской плиты приведено значение современной скорости [2]. Локальная скорость движения юга Сибири показана для позднего кайнозоя по смещению позднекайнозойского вулканизма [13; 40], а для настоящего времени – по данным постоянных измерений GPS Иркутской станции [23]. Из работы [5] с изменениями

В петрологических моделях глубинной магматической динамики областей конвергенции и дивергенции важно установить соотношения высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных вулканических пород. Первые имеют повышенную ликвидусную температуру, вторые – пониженную. Происхождение расплавов с низкими содержаниями MgO часто объяснялось и объясняется кристаллизационной дифференциацией высокомагнезиальных магм. Для получения первичной высокотемпературной мантийной выплавки рассчитываются модели отделения

ликвидусного оливина. Между тем, такие модели чаще всего не подтверждаются наличием отделившихся минеральных фаз этого типа в вулканических породах территорий.

Представление о том, что мантийные выплавки должны иметь высокомагнезиальный состав и перидотитовый источник, основанное на классических экспериментах Д. Х. Грина и А. Э. Рингвуда, были дополнены серией работ, в которых допускалось множественность мантийных источников и приводились экспериментальные доказательства происхождения магматических расплавов умеренномагнезиального состава при плавлении пироксенитов [6, и ссылки в этой работе].

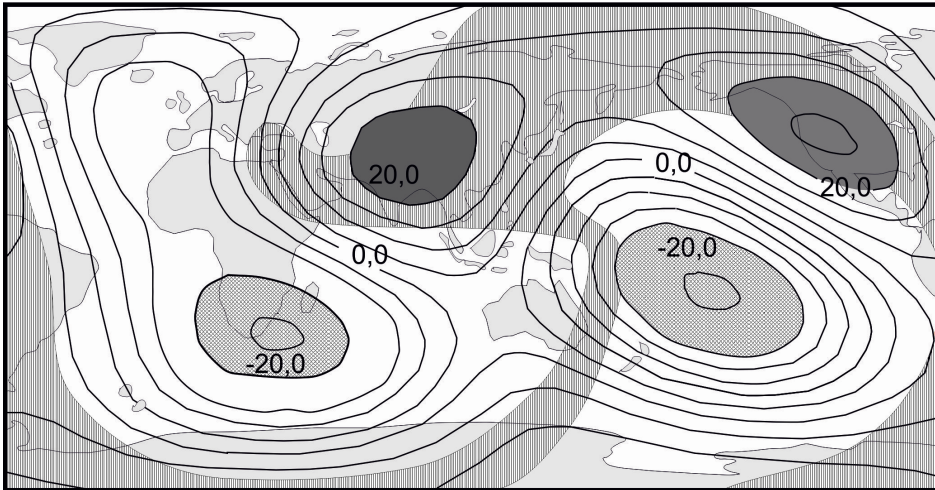
При типизации мантийного магматизма конвергентного и дивергентного типа мы исходим из реально существующих составов вулканических пород. В качестве показательных для конвергентных геодинамических условиях в настоящей работе рассматриваются территории проявления вулканизма в Центральной Монголии и Тянь-Шане. На этих территориях отсутствуют высокомагнезиальные лавы, которые могли бы указывать на происхождение выплавки за счет адиабатического поднятия материала из глубоких частей мантии. В качестве показательных для дивергентных геодинамических условий Внутренней Азии привлекаются данные, свидетельствующие о распространении высокомагнезиальных лав в осевой и краевой частях Байкальской рифтовой зоны и в рифтовой зоне Юго-Восточной Монголии. Растяжение литосферы этих территорий ассоциируется с адиабатическим поднятием материала из глубоких горячих частей верхней мантии. Модели рифтогенного магматизма аргументируются в свете конкретных пространственно-временных соотношений между извержениями высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных лав.

3.2. Скоростные модели

По невязке скоростей Р- и S-волн от атомных взрывов в штате Невада, США В. А. Рогожиной в 1970-х гг. были установлены низкие скорости в верхней мантии Байкало-Монгольского региона. В дальнейшем низкие скорости на малых глубинах мантии под этой территорией были подтверждены моделями глобальной сейсмической томографии, которые показали главную особенность глубинного строения Азии – наличие аномально низких скоростей в верхней мантии и высоких – в нижней.

3.2.1. Глобальные неоднородности первого порядка

Купные скоростные неоднородности, выделенные в первых томографических моделях (рис. 3.2), были подтверждены затем моделями высокого разрешения (рис. 3.3).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ



Области скоростей выше чем 20 м с^{-1} Зона субдукции с юры до эоцена

Рис. 3.2. Модель L02.56 трехмерного распределения скоростей Р-волн, усредненных для всей нижней мантии [25] и местоположение на земной поверхности зон субдукции, активных с юры до эоцена [22]

Глобальные скоростные неоднородности Земли первого порядка получили интерпретацию с позиций образования и распада суперконтинентов (рис. 3.4). Образование крупной низкоскоростной аномалии под южной частью Тихого океана (SOPITA – South Pacific Isotopic and Thermal Anomaly [47]) объясняется разогревом кладбища слэбов рифейского (1000–750 млн лет) суперконтинента Родиния вследствие выделения тепла при фазовом переходе в условиях нижней мантии с преобразованием постперовскита. С. Маруяма и др. [35] предположили, что суперконтинент Родиния занимал всю область современного Тихого океана. Распад Родинии и образование Тихого океана связывались ими с активизацией Тихоокеанского суперплюма ~ 750 млн лет назад. С течением времени океан расширялся до тех пор, пока ~ 500–450 млн лет назад его пассивные континентальные окраины стали активными. С тех пор размеры Тихого океана уменьшились. Крупная высокоскоростная аномалия под Азией – антипод аномалии SOPITA. Ее происхождение объяснялось образованием кладбища слэбов суперконтинента Лавразия 400–300 млн лет назад.

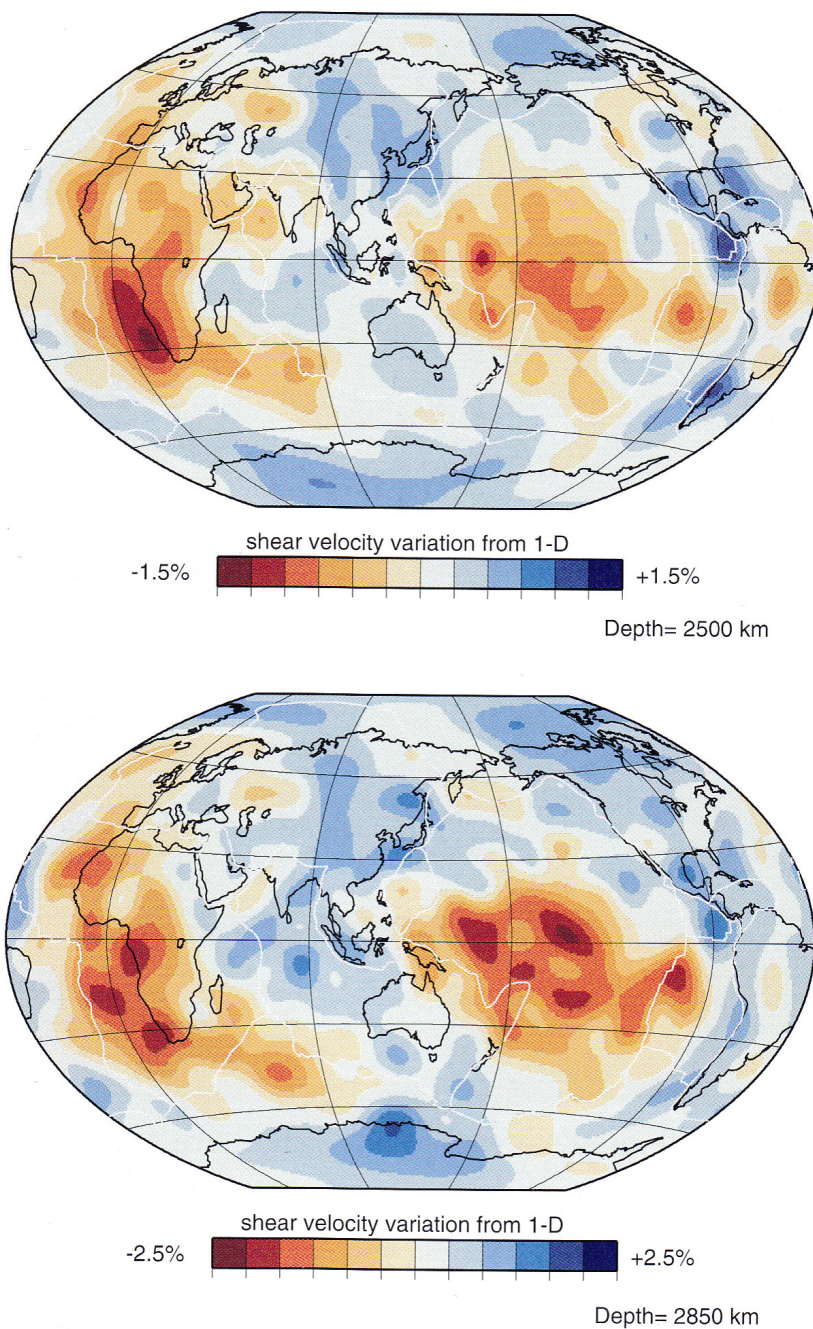


Рис. 3.3. Скоростная структура нижней мантии [42]

Гипотеза С. Маруямы и др. о замещении суперконтинента корой Тихого океана, однако, находится в противоречии с изотопными данными о времени образования источника MORB. В изотопных координатах свинцов этот источник должен был гомогенизироваться в условиях малоглубинной (верхнемантийной) конвекции уже $\sim 1,77$ млрд лет назад и к началу распада суперконтинента Родиния просуществовал уже

1 млрд лет. Иными словами, породы источника MORB должны были слагать кору палеоокеана, омывавшего берега этого суперконтинента. Логично предположить, что, если аномалия SOPITA и окружающие ее остаточные фрагменты кладбища слэбов действительно образовались в южной части Тихого океана в результате сборки суперконтинента Родиния, то распад суперконтинента был вызван конвекцией, охватившей всю мантию. Общемантийная динамика под суперконтинентом принципиально отличалась от верхнемантийной динамики гомогенизации источника MORB. Впоследствии конвектирующий мантийный материал удалялся из области сборки суперконтинента Родиния вместе с дрейфовавшими континентальными блоками, а домены ранее образовавшейся мантии MORB смещались относительно мезосферы и оказались над кладбищем суперконтинента Родиния.

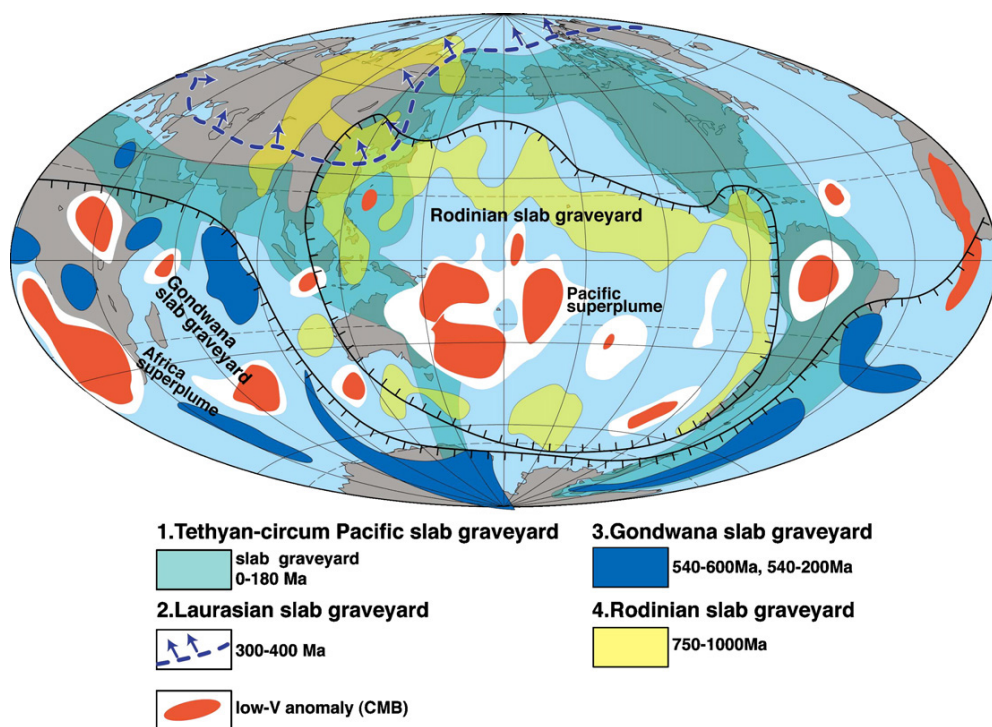


Рис. 3.4. Предполагаемые кладбища слэбов на границе ядро – мантия по оценкам томографии Р-волн [35]. Зеленые области соответствуют кладбищам слэбов, погрузившихся в течение последних 180 млн лет в зонах субдукции Тихого океана и океана Тетис. Под Азией синей штриховой линией показано кладбище суперконтинента Лавразия. Кладбище слэбов суперконтинента Гондвана, расположенное под Африкой, Индийским океаном, Южной Атлантикой и Антарктидой, обозначено синим цветом. Кладбище слэбов Родинии сохранилось фрагментарно на территории Тихого океана в окружении Тихоокеанского «суперплюма» (супернагромождения). Его эволюция из кладбища слэбов предполагается исходя из концентрической структуры. Определения пространственного положения кладбищ слэбов основаны на палео-позиции суперконтинентов

3.2.2. Высокоскоростные локальные аномалии стагнирующих слэбов

В 1990–2000-х гг. для территории Азии построены многочисленные скоростные сейсмические модели высокого разрешения [24; 27; 42; 43; 46; 50; 53; и др.]. Наличие Тихоокеанского слэба, погружающегося под Восточную Азию и стагнирующего в переходной зоне мантии, впервые обозначенного в статье Й. Фукао и др., было подтверждено в модели Х. Биварда и др. (рис. 3.5) и во многих других моделях. Подобные высокоскоростные фрагменты под Внутренней Азией были интерпретированы как Монголо-Охотский слэб, погружавшийся от Центральной Монголии под Западную Сибирь [50].

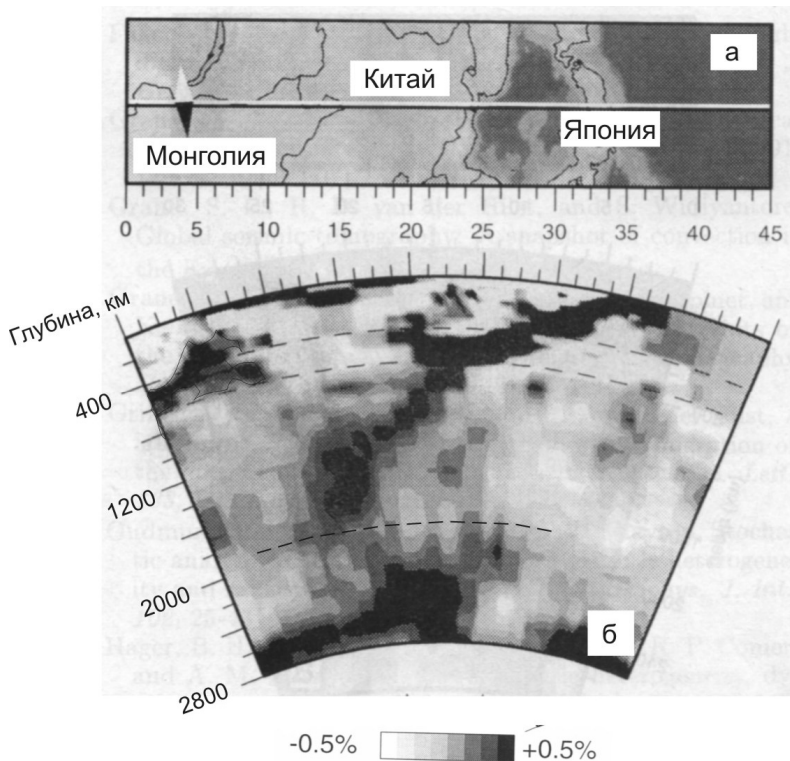


Рис. 3.5. Высокоскоростные и низкоскоростные области мантии на субширотном разрезе Центральной и Восточной Азии (б) с его местоположением (а) [24]. Расстояние на профиле показано в градусах. Отчётливо выражен Тихоокеанский высокоскоростной слэб. Анализ пространственно-временного распределения надсубдукционных вулканических дуг Восточной Азии показал, что Тихоокеанский слэб является выражением полихронных субдукционных событий. Под территорией Центральной Монголии, в интервале глубин 200–670 км, находятся высокоскоростные блоки, а на глубинах менее 200 км – низкоскоростная область. В работе [50] высокоскоростные блоки отнесены к мезозойскому Монголо-Охотскому слэбу, протягивающемуся от Центральной Монголии под Западно-Сибирскую низменность. Переход от высоких скоростей к низким на уровне менее 200 км подтвержден моделью Т. Б. Яновской, В. М. Кожевникова [53]

Предположение о стагнации слэба со времени закрытия Монголо-Охотского океана (т. е. со среднего мезозоя) исходило из предположения о фиксированном положении Сибири относительно мезосферы. Гипотеза перемещения Сибири от современного положения Исландского плюма [15; 32], наоборот, допускала полную потерю связи сибирской литосферы с глубокой частью мантии. По сейсмическим данным, «Монголо-Охотский слэб» протягивается в мезосферу с глубины 200 км. Нижнее ограничение литосферного кия Сибирского кратона также соответствует этой глубине. Следовательно, во-первых, Сибирь могла перемещаться (по крайней мере, частично) по разделу ~ 200 км и, во-вторых, установленный сейсмологами высокоскоростной слэб не имеет отношения к закрытию Монголо-Охотского океана, а представляет собой океаническую плиту Урало-Монгольского, Солонкерского или какого-то другого палеоокеана, запечатленного в геологической структуре южной части Азии. Выполненный нами анализ изотопного состава источников новейшего вулканизма Байкальской рифтовой системы выявил определяющую роль компонента конвектирующей мантии суперконтинента Родиния. На территории Центральной Монголии, протягивающейся южнее рифтовой системы в Южной Гоби, установлена кардинальная смена источников, обусловленная субдукционными процессами в закрывавшихся палеоокеанах (Солонкерском и/или Урало-Монгольском) [20].

Высокими скоростями обозначены две совокупности слэбовых фрагментов, погружающихся навстречу друг другу под Южным и Средним Тянь-Шанем (рис. 3.6). В верхней части разреза ширина зоны слэбов составляет около 400 км. На глубине ~ 300 км ширина уменьшается до 250 км. Слэбовые фрагменты под Тянь-Шанем интерпретируются как фрагменты коры закрывшегося Туркестанского палеоокеана. Для сравнения, ширина области распространения слэбов Солонкерского, Урало-Монгольского и Монголо-Охотского залива Тихого палеоокеанов может составлять не менее 600 км.

Относительное снижение скоростей под Тянь-Шанем наблюдается в виде клина, заключенного над высокоскоростными слэбовыми фрагментами выше переходной зоны мантии. Наиболее существенные низкоскоростные аномалии определены на глубинах менее 90 км.

В конфигурации высокоскоростных и низкоскоростных фрагментов явно отражается раздел 410 км. Между тем, даже по этому разделу смещение литосферы относительно мезосферы со времени закрытия Туркестанского палеоокеана было ничтожно малым. Если они были, то должны были происходить по более глубинному мантийному уровню.

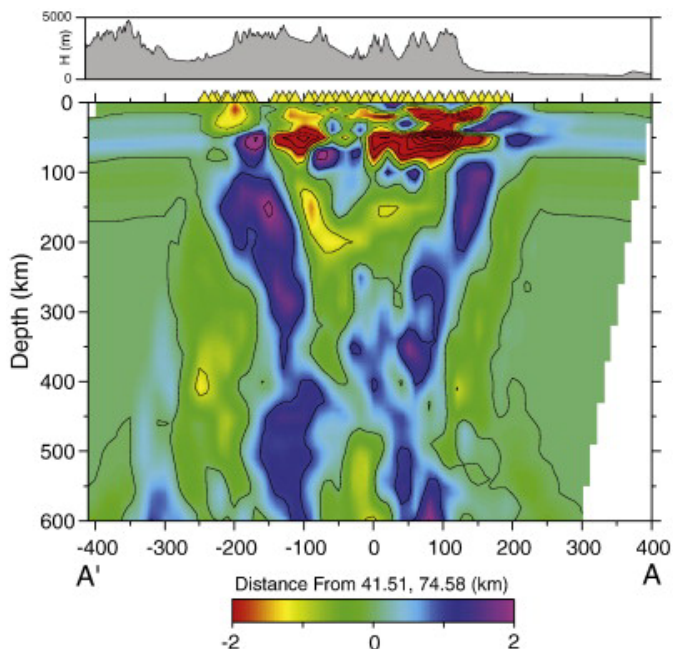


Рис. 3.6. Отклонения скоростей Р-волн (dV_p / V_p) от средней базовой модели, определенные по инверсии телесеismicческих неувязок их временного пробега от дальних землетрясений [54]. Профиль пересекает Тянь-Шань в направлении с севера (A') на юг (A) от $74,5^\circ$ до $76,0^\circ$. В нижней части рисунка приведена шкала отклонения скорости в процентах цветовой палитры ($\pm 2\%$). Желтыми треугольниками на земной поверхности показаны станции профиля MANAS. В верхней части рисунка показан рельеф Тянь-Шаня вдоль линии разреза, от Киргизского хребта на севере до Таримского блока на юге

3.2.3. Низкоскоростные домены и локальные аномалии вероятных областей магмообразования

На рис. 3.7 приведена одна из первых сейсмотомографических моделей Азии, построенная с высоким разрешением на основе длительных наблюдений системы IRIS с привлечением данных временных цифровых сейсмических станций, использованных при выполнении Российско-Американского сейсмического эксперимента по проекту «Телесеismicческая томография Байкальского рифта» в 1992–1993 гг. и оцифрованных аналоговых записей Новосибирской, Иркутской и Южно-Сахалинской сейсмических станций в период 1975–1987 гг. Под Центральной Монголией и сопредельной территорией Саян России установлена низкоскоростная аномалия в интервале глубин 50–200 км, а на более глубоких уровнях определены высокие скорости.

С локальными низкоскоростными аномалиями в модели S-волн [53] во многих случаях пространственно совпали кайнозойские вулканические поля. С учетом их пространственно-временного распределения серии низкоскоростных аномалий были объединены в Саяно-Монгольский и Забай-

кальский домены – крупные уплощенные верхнемантийные низкоскоростные области Азии, на глубинных уровнях, соответственно, 50–200 и 200–400 км [21] (рис. 3.8). В обоих доменах локальные низкоскоростные аномалии сочетаются с высокоскоростными фрагментами и в целом отражают гетерогенность, которая была создана конвергентными процессами, доминировавшими в Центральной Азии в позднем докембрии и фанерозое и в Восточной Азии в позднем фанерозое [41].

В модели S-волн [53] вулканической полосе Абага – Дариганга соответствует Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия, вытянутая в направлении север-северо-восток и резко выраженная на глубине 250 км [34]. Вулканическое поле Ханнуоба пространственно соответствует ее южной части и вместе с вулканическими полями Дариганга и Буйр-Нур представляет крайние западные вулканические проявления восточной окраины Азии (рис. 3.9).

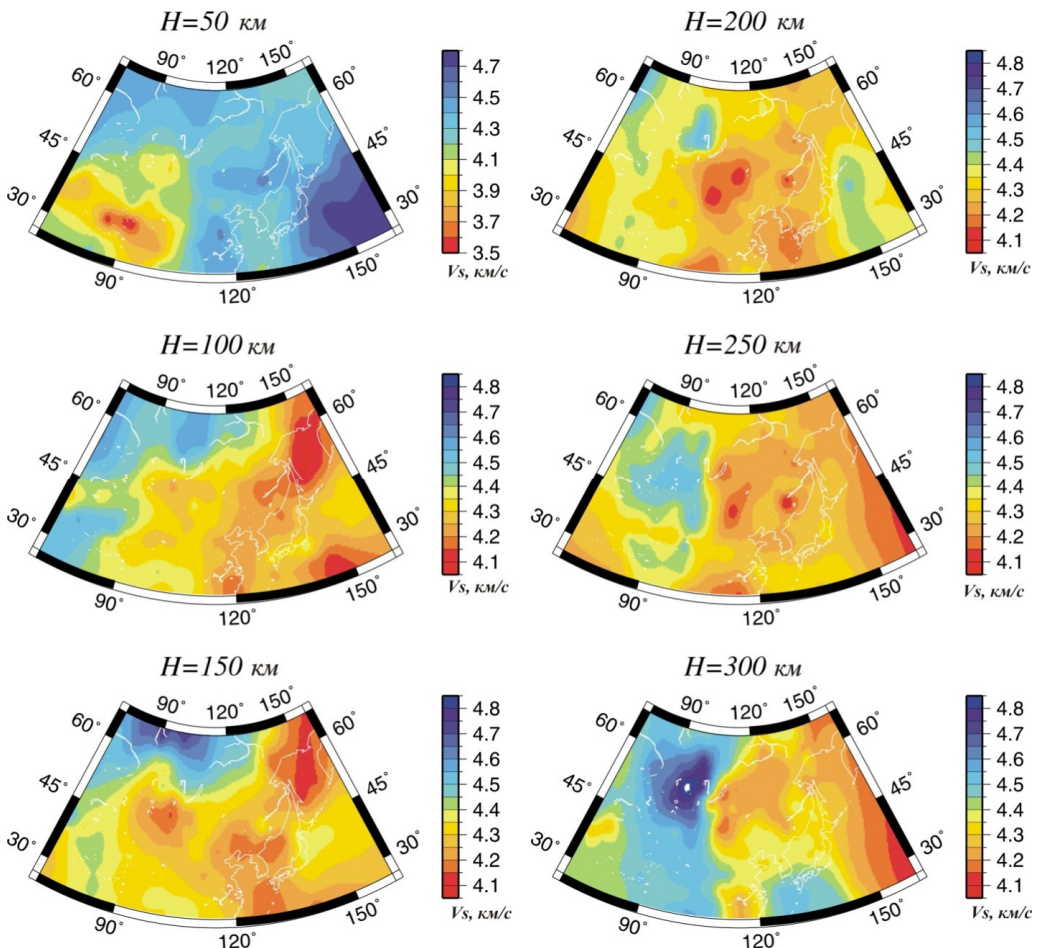


Рис. 3.7. Скоростная модель S-волн в верхней мантии Восточной и Центральной Азии [53]

В работе [21] обращалось внимание на пространственное чередование локальных низкоскоростных и высокоскоростных аномалий под восточной окраиной Азии и выделялись трассы, соответствующие по направлению конвергенции Тихоокеанской плиты и Азии. Трассы, разделённые высокоскоростными зонами, рассматривались как характеристика современной структуры Забайкальского низкоскоростного домена, прослеженного до глубины 350 км и отличавшегося от малоглубинного (50–200 км) Саяно-Монгольского низкоскоростного домена. С трассами связывалось пространственно-временное распределение кайнозойских вулканических полей. В результате общего анализа данных различных авторов о скоростной структуре был околонтурен стагнирующий слэб переходной зоны мантии [34]. Одновременно предлагался вариант, объясняющий образование трасс скоростных аномалий эффектом прямой субдукции слэбовой флексуры над полихронным высокоскоростным стагнирующим слэбом переходной зоны мантии. По этой модели, скоростные неоднородности вышележащей мантии должны были формироваться в процессе складирования высокоскоростного материала в переходной зоне. Позже на связь современного вулканизма вулкана Чанбай и других активных вулканов с локальными низкоскоростными аномалиями обратили внимание и другие авторы (например, [27; 33]). Дальнейшие исследования изотопно-геохимической систематики магматических источников и их пространственно-временной активности выявили достаточно сложный характер верхнемантийной глубинной динамики. Несмотря на существенные уточнения модели, в новых разработках сохранен общий принцип связи вулканизма с разноглубинными низкоскоростными аномалиями, распространёнными над высокоскоростным материалом, складированным под Восточной Азией в переходной зоне мантии [6].

В модели Р-волн [27] представлены результаты детального профилирования краев Восточной и Южной Азии до глубины 700 км. На профилях с высокой степенью детальности обозначены высокоскоростные слэбы и надслэбовые низкоскоростные области (рис. 3.10, 3.11). Такой характер строения верхней мантии свидетельствует о том, что ведущим процессом глубинной динамики активных континентальных окраин является процесс погружения в мантию тяжелых слэбов, а, следовательно, в обстановке конвергенции океанических и континентальных частей литосферных плит именно этот процесс должен определять образование магматических расплавов в верхней мантии [6].

Новые опубликованные карты скоростей Р-волн Восточной Азии приведены по данным записей региональных сейсмических сетей этой территории и групповых сейсмических волн развернутых на Тибетское нагорье. Томография высокого разрешения подтверждает другие модели, свидетельствующие о погружении высокоскоростной Тихоокеанской плиты и ее стагнации в переходной зоне мантии под Восточным Китаем. Заметные высокоскоростные аномалии обнаружены на границе 410 км под восточной частью Северо-Китайского кратона и Северо-Восточным Китаем.

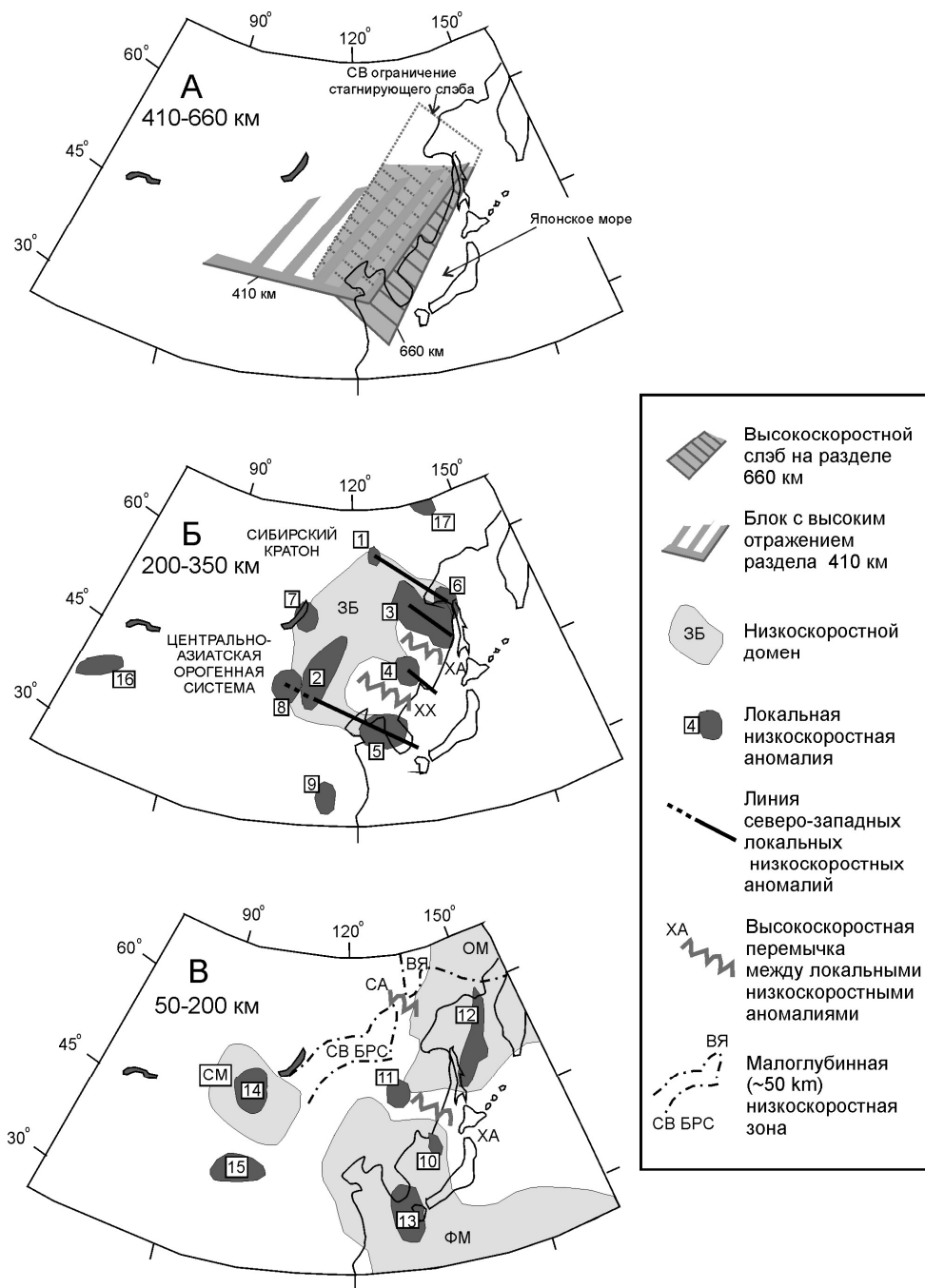


Рис. 3.8. Выражение нижней и верхней границ высокоскоростного стагнирующего слэба на разрезах 660 и 410 км (А), скоростные аномалии верхнемантийных ярусов Центральной и Восточной Азии 200–350 км (Б) и 50–200 км (В) [34]. Низкоскоростные домены: более глубоинный (250–350 км) Забайкальский (ЗБ) и менее глубоинные (150 км) Саяно-Монгольский (СМ), Филиппиноморский (ФМ), Охотоморский (ОМ). Низкоскоростные локальные аномалии (цифры в прямоугольниках на рис. Б и В): Ленская (1, глубина 300–350 км), Восточно-Монгольская (2, глубина 250 км), Совгаванско-Удская (3, глубина 200–250 км), Амурская (4, глубина 200–250 км), Северо-

Корейская (5, глубина 200–250 км), Северо-Сахалинская (6, глубина 300 км), Южно-Приморская (10, глубина 100 км), Южно-Корейская (13, глубина 200 км), Северо-Байкальская (7, глубина 250 км), Южно-Монгольская (8, глубина 200 км), Южно-Китайская (9, глубина 300–350 км), Таримская (16, глубина 300–350 км), Хелунцзянская (11, глубина 100 км), Северо-Монгольская (14, глубина 150 км), Цайдамская (15, глубина 100 км), Эльгинская (17, глубина 200 км), Сахалино-Магаданский аномальный выступ над Охотоморским доменом (12, глубина 100 км). Высокоскоростные переемы между локальными низкоскоростными аномалиями: ХА – Хоккайдо-Амурская, ХХ – Хонсю-Хинганская, СА – Среднеалданская. Малоглубинные (50 км) низкоскоростные зоны северо-восточной части Байкальской рифтовой системы (СВ БРС) и структуры Восточной Якутии (ВЯ)

Индийская литосфера характеризуется высокоскоростными аномалиями. Она почти горизонтально погружается под всей (или большей частью) Западного Тибета и с небольшим углом – под южной частью Восточного Тибета (рис. 3.12). Северная часть территории слабо изучена и не дает характеристик Охотоморского низкоскоростного домена, выявленного в модели S-волн [53].

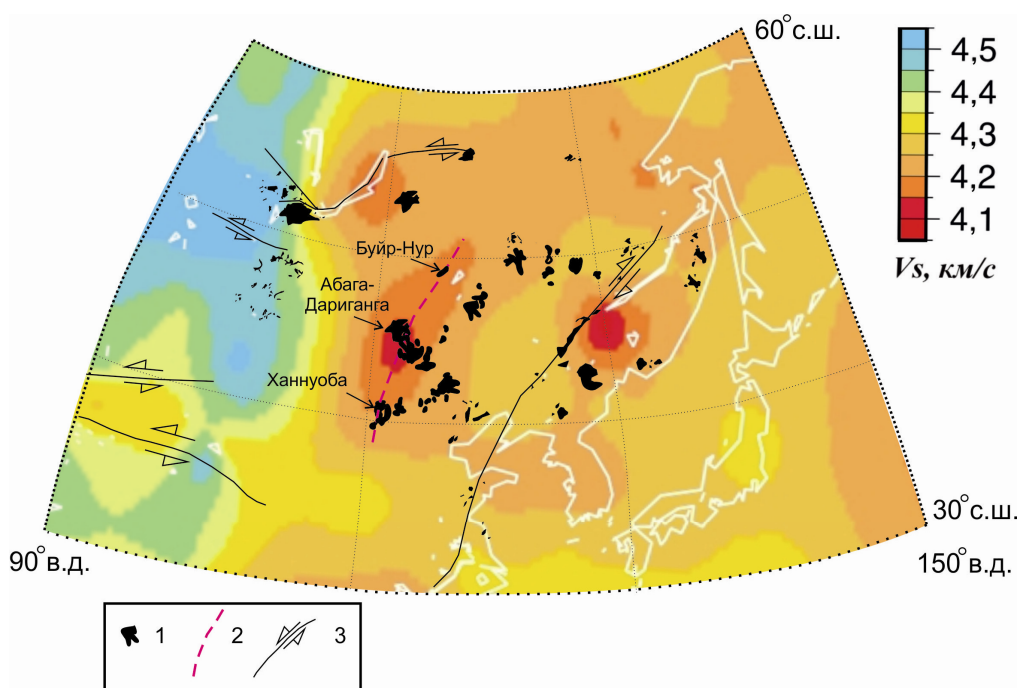


Рис. 3.9. Пространственные соотношения вулканических полей Дариганга, Ханнуоба и Буйр-Нур с Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалией, выраженной на глубине 250 км. 1 – позднекайнозойские вулканические поля; 2 – осевая линия Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии; 3 – крупные сдвиговые разломы. Вулканические поля Абага-Дариганга, Ханнуоба и Буйр-Нур пространственно соответствуют осевой части Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии. Вулканические поля наложены на скоростной уровень 250 км модели S-волн [53], в котором локальная Восточно-Монгольская низкоскоростная аномалия проявлена наиболее отчетливо [34]

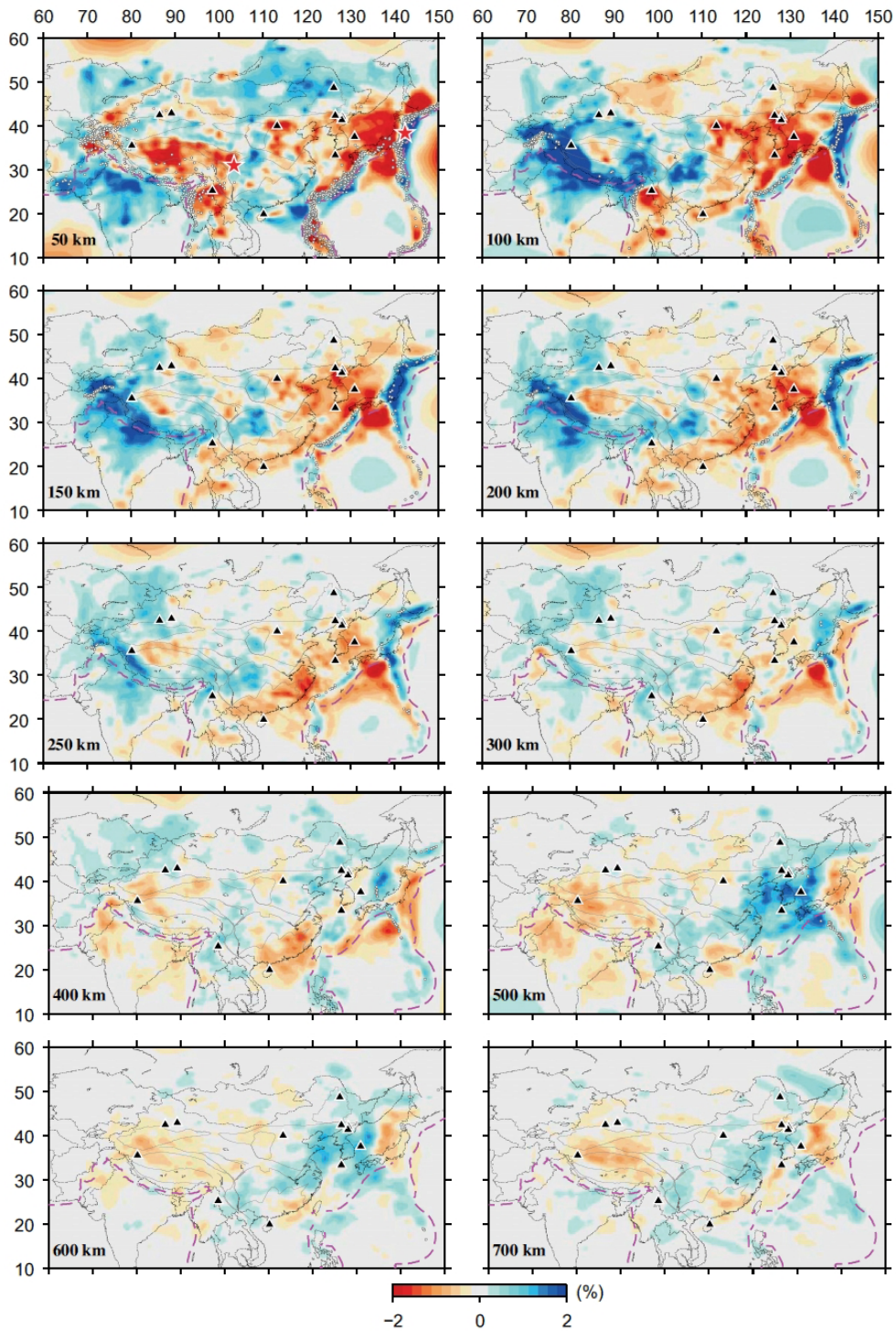


Рис. 3.10. Карты томографии Р-волн. Глубина слоя указана в левом нижнем углу каждой карты. Красный и синий цвета представляют, соответственно, медленные и быстрые возмущения скорости. Масштабы возмущения скорости показаны в нижней части рисунка. Черные треугольники обозначают действующие вулканы. Из работы [27]

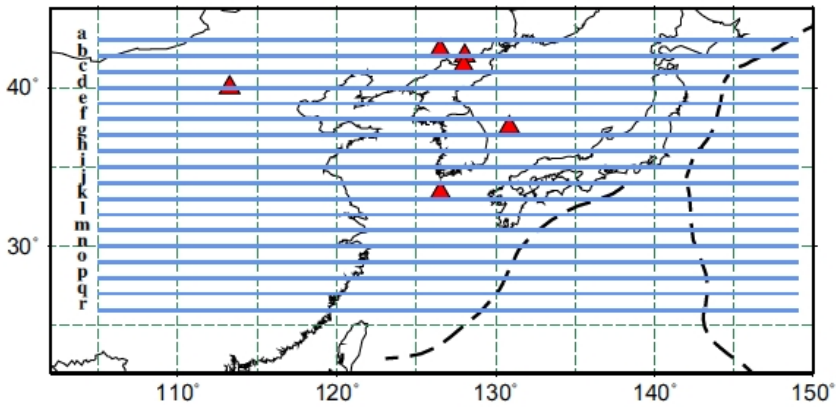
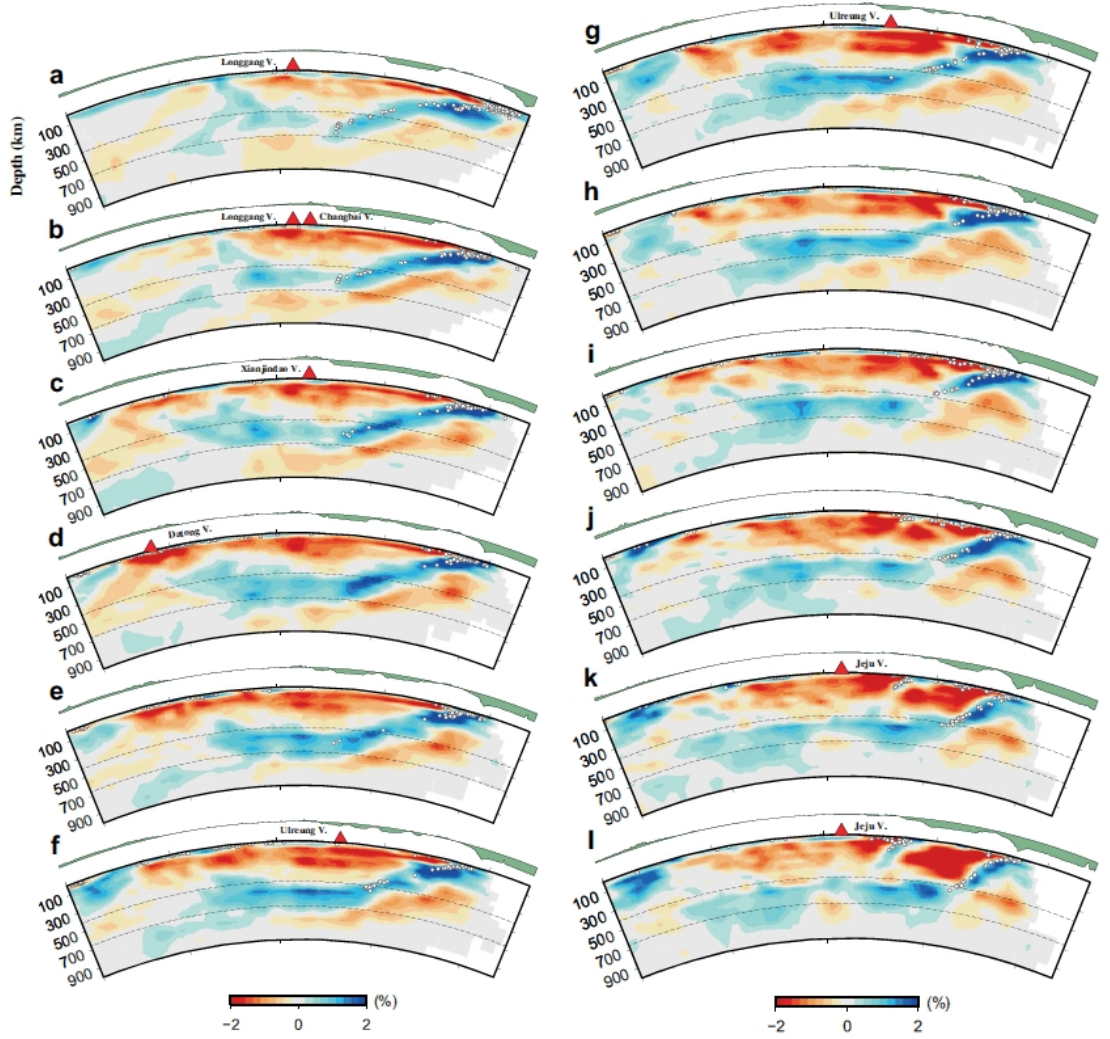


Рис. 3.11

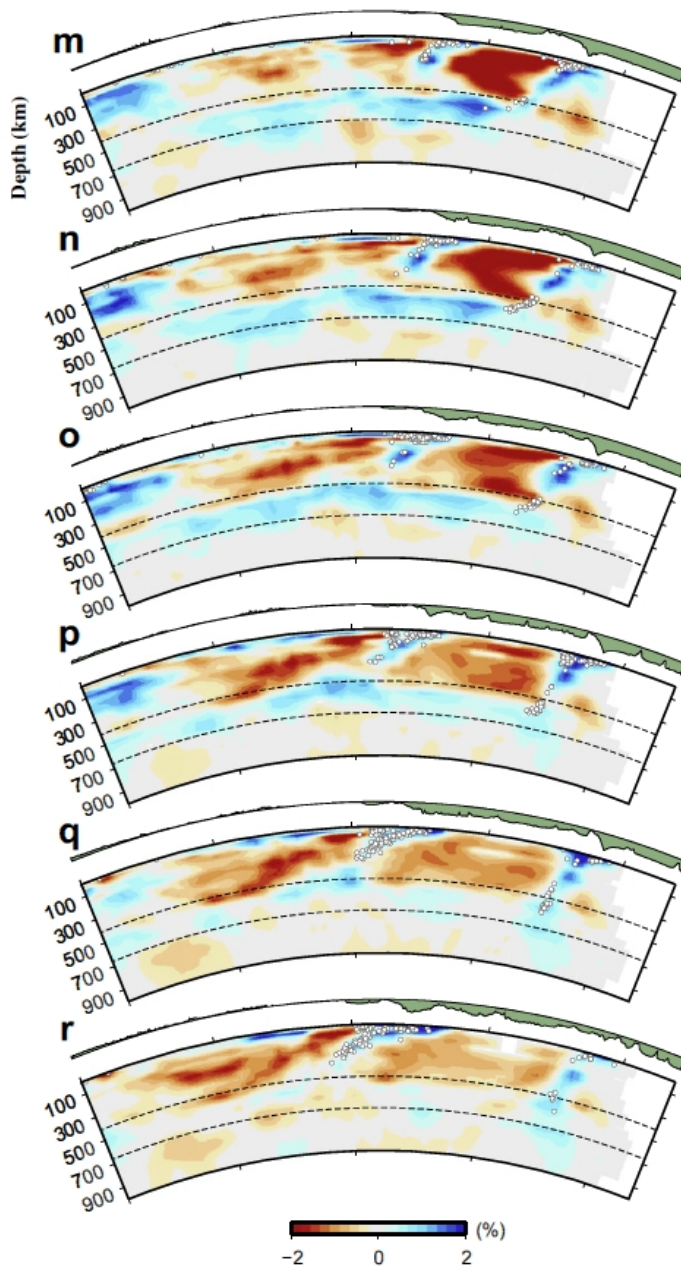


Рис. 3.11. Вертикальные разрезы томографии Р-волн вдоль профилей от а до г, показанных на нижней карте-врезке. Красный и синий цвета представляют собой, соответственно, медленные и быстрые возмущения скорости. Масштабы возмущения скорости показаны в нижней части рисунка. Белые точки указывают на фоновую сейсмичность в полосе 30 км каждого профиля. Красные треугольники обозначают действующие вулканы. Штриховые линии – разделы 410 и 660 км. Из работы [27]

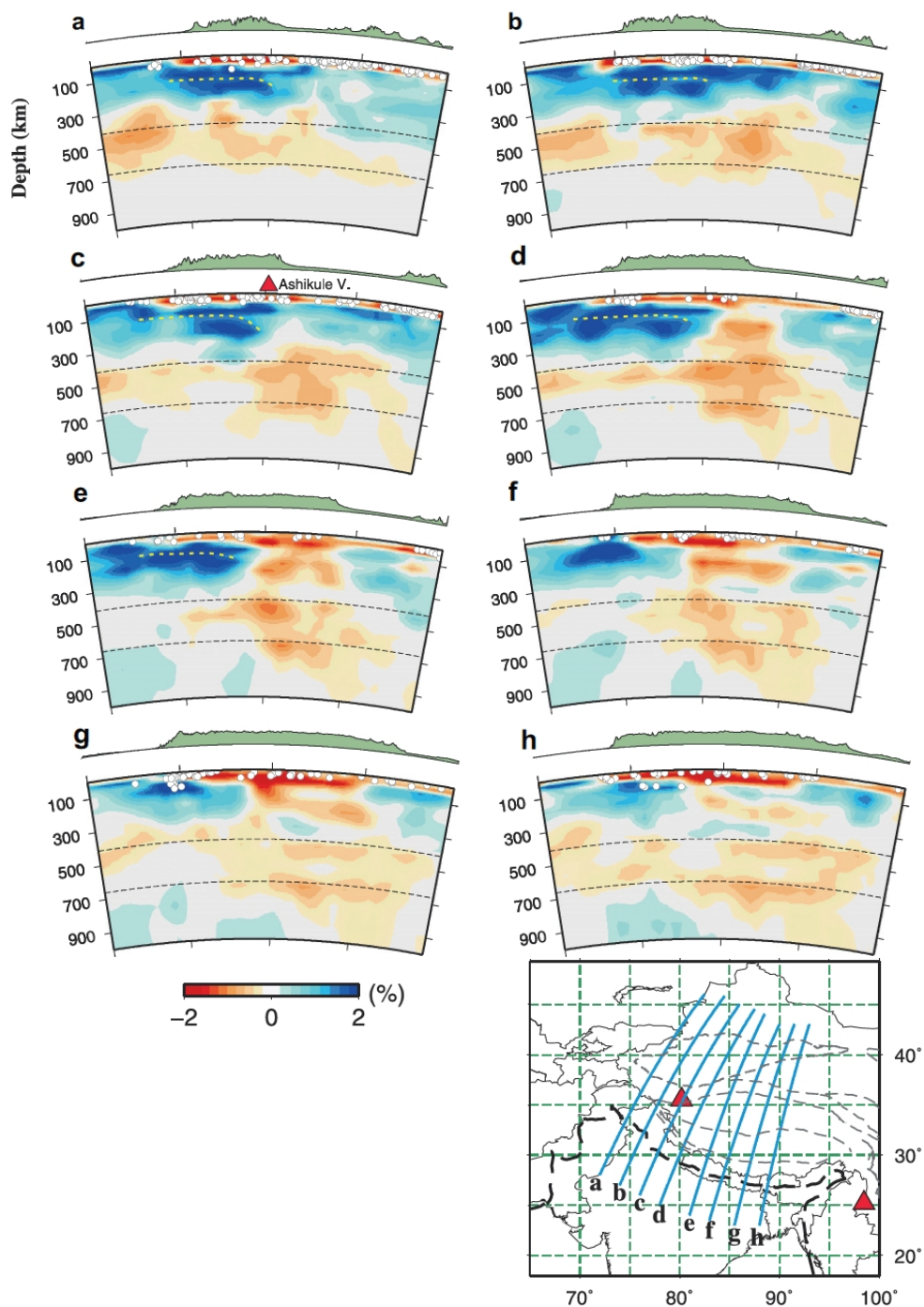


Рис. 3.12. Вертикальные разрезы томографии Р-волн через Тибетское плато. Усл. обозн. см. рис. 3.11. Желтые пунктирные линии показывают предполагаемую верхнюю границу погружающейся Индийской плиты. Из работы [27]

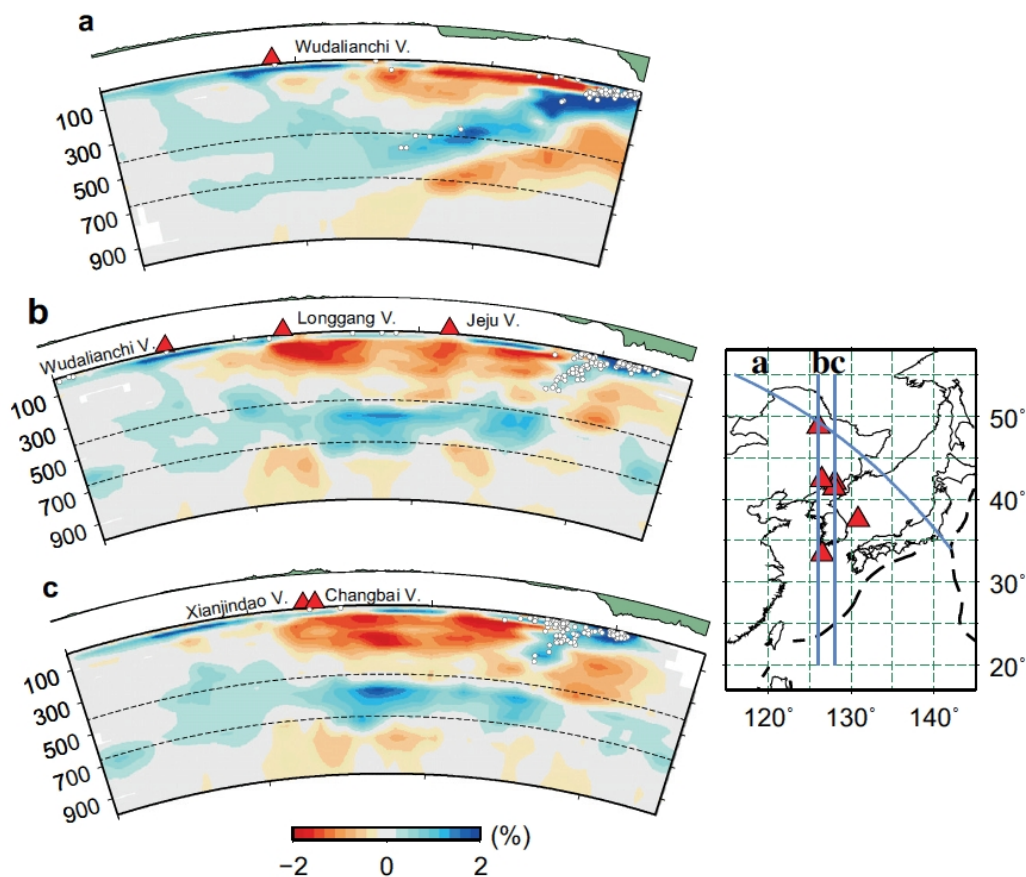


Рис. 3.13. Вертикальные разрезы томографии Р-волн вдоль профилей, проходящих через действующие вулканы Удалианчи, Лонгганг, Чеджу, Ксианджиндао и Чангбай (показаны на карте-врезке) [27]. Усл. обозн. см. рис. 3.11

В работе [27] сделан акцент на различном происхождении внутриплитного магматизма. В Восточной Азии резкие низкоскоростные аномалии фиксируются под вулканами Чангбай, Лонгганг и Ксианджиндао, которые могут быть связаны с откатом погружающейся плиты Тихого океана, а также конвективным протвотоком в большом мантийном клине над стагнирующей плитой. Происхождение вулканов Удалианчи в Северо-Восточном Китае объясняется с апвеллингом астеносферного материала, производным литосферной деламинации, вызванной субдукцией (рис. 3.13). Предположение об апвеллинге глубинного материала, однако, не подтверждается нашими изотопно-геохимическими данными, свидетельствующими о плавлении под полем Удалианчи исключительно материала литосферы и подстилающей астеносферы [6].

В малоглубинной мантии под действующим вулканом Тенгчонг Юго-Западного Китая находится резко выраженная низкоскоростная аномалия (рис. 3.14), которая может быть связана с субдукцией и дегид-

ратацией Бирманской микроплиты (или Индийской плиты). Вулкан Хайнань залегает над вертикальной плюмовой низкоскоростной аномалией, которая простирается, по крайней мере, на глубину до 1000 км (рис. 3.15) и может быть производной глубокой субдукции Бирманской микроплиты (или Индийской плиты) на западе и Филиппинской плиты – на востоке.

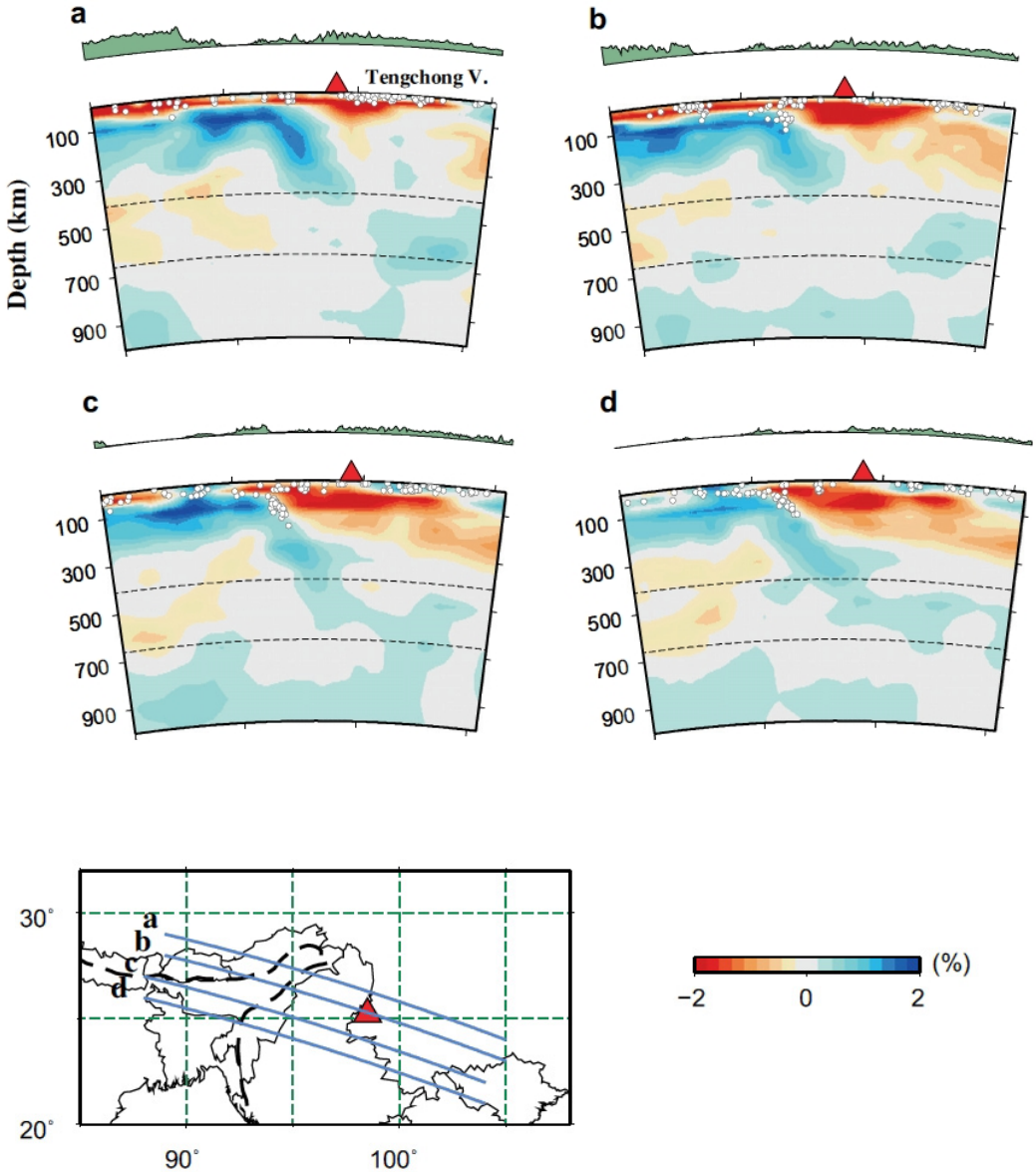


Рис. 3.14. Вертикальные разрезы томографии Р-волн вдоль профилей, проходящих через действующий вулкан Тенгчонг и сопредельные районы (показаны на карте-врезке) [27]. Усл. обозн. см. рис. 3.11

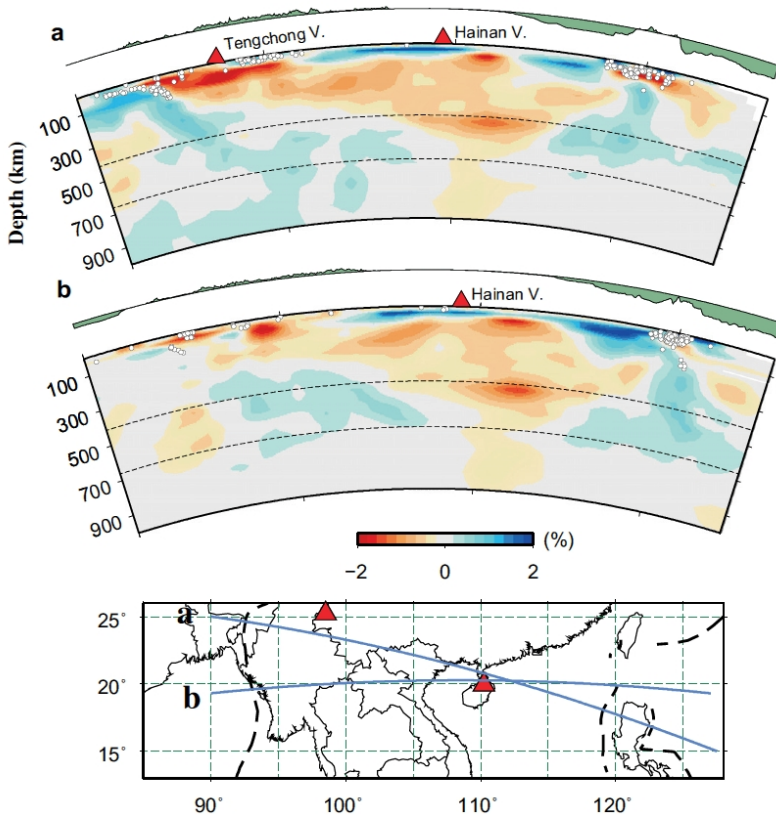


Рис. 3.15. Вертикальные разрезы томографии Р-волн вдоль профилей, проходящих через действующие вулканы Тенгченг и Хайнань (показаны на карте-врезке) [27]. Усл. обозн. см. рис. 3.11

3.3. Заключение о проблемах изучения новейшей геодинамики и глубин Азии

Для объяснения распространения вулканизма и причин образования молодых тектонических структур в Азии в разное время предлагались гипотезы орогенеза, рифтогенеза, предрифтового режима, мантийных плюмов, взаимодействия Азии и Индостана и сочетания этого взаимодействия с влиянием процессов, происходивших на границах плит Тихого океана и Евразии. Предметный анализ гипотез показал либо ограниченность их применения для объяснения установленных закономерностей эволюции глубинного магматизма, либо их несостоятельность. Гипотеза может быть принята или отвергнута в зависимости от стоящей за ней аргументации.

Модели сейсмической томографии, полученные с высоким разрешением разными исследовательскими группами, дают в целом сходные картины высоких скоростей в нижней мантии и низких – в верхней. Установ-

лены высокоскоростные океанические слэбы, погружающиеся под Азию с востока и юга, и локальные низкоскоростные аномалии во Внутренней Азии, соответствующие проявлению на земной поверхности активного вулканизма. Соединение изотопно-геохимических данных об источниках вулканических пород и данных сейсмической томографии о глубинных скоростных аномалиях под вулканами открывают перспективу создания непротиворечивой картины современной мантийной геодинамики.

Список литературы

1. Академик Н. А. Логачев и его научная школа: вклад в изучение кайнозойского континентального рифтогенеза / С. В. Рассказов [и др.] // Тектонофизика. Геодинамика. – 2010. – Т. 1, № 3. – С. 209–224.
2. Активные разломы и современная геодинамика сейсмических поясов Якутии / В. С. Имаев [и др.] // Геотектоника. – 1994. – № 2. – С. 57–71.
3. Гатинский Ю. Г. Геодинамика Евразии – тектоника плит и тектоника блоков / Ю. Г. Гатинский, Д. В. Рундквист // Геотектоника. – 2004. – № 1. – С. 3–20.
4. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Неотектоника / ред. Н. А. Логачев. – Новосибирск : Наука, 1984. – 207 с.
5. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000. – 288 с.
6. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 310 с.
7. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта / Н. А. Логачев // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 4–5. – С. 391–406.
8. Логачев Н. А. Байкальская система рифтовых долин / Н. А. Логачев, Н. А. Флоренсов // Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. – Новосибирск : Наука. – 1977. – С. 19–29.
9. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л. М. Парфенов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 2. – С. 7–41.
10. Парфеев А. В. Напряженное состояние земной коры и геодинамика юго-западной части Байкальской рифтовой системы / А. В. Парфеев, В. А. Саньков. – Новосибирск : ГЕО, 2006. – 151 с.
11. Переход от транспрессии к транстенсии на юге Байкальского рифта: роль жесткого индентера Кайнозойский континентальный рифтогенез / В. А. Саньков [и др.] // Материалы симпозиума, посвященного 80-летию со дня рождения академика Н. А. Логачева. – Иркутск, 2010. – Т. 2. – С. 109–113.
12. Рассказов С. В. Плиоцен-четвертичный надвиг на юге Окинского плоскогорья (Восточный Саян) / С. В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1990. – № 5. – С. 134–138.
13. Рассказов С. В. Сопоставление вулканизма и новейших структур горячих пятен Йеллоустона и Восточного Саяна / С. В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1994. – № 10. – С. 67–75.
14. Рассказов С. В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты / С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, А. В. Иванов // Геотектоника. – 1998. – № 4. – С. 25–40.
15. Рифтогенный и внутриплитный магматизм, соотношение с «горячими» и «холодными» полями мантии / М. И. Кузьмин [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1270–1279.
16. Рогожина В. А. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом / В. А. Рогожина, В. М. Кожевников. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 104 с.

17. Солоненко В. П. Проблемы сейсмогеологии восточной части Трансазиатской сейсмической зоны / В. П. Солоненко // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. – Новосибирск, 1990. – С. 210–218.
18. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Гео, 2007. – 193 с.
19. Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии / В. Г. Трифонов. – М. : Научный мир, 1999. – 254 с.
20. Чувашова И. С. Эпохи конвективной гомогенизации верхней мантии Азии: феноменология изотопного состава источников новейшего вулканизма / И. С. Чувашова, С. В. Рассказов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) : материалы совещания. – Иркутск, 2013. – Вып. 11. – С. 258–261.
21. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
22. Anderson D. L. The case for irreversible chemical stratification of the mantle / D. L. Anderson // International Geology Review. – 2002. – Vol. 44. – P. 97–116.
23. Annual report 1966 of the CODE Analysis Center of the IGS / M. Rothacher [et al.] // International GPS service for geodynamics 1996 annual report / California Institute of Technology, Pasadena, USA. – 1996. – P. 201–219.
24. Bijwaard H. Closing the gap between regional and global travel time tomography / H. Bijwaard, W. Spakman, E. R. Engdahl // J. Geophys. Res. – 1998. – Vol. 103. – P. 30055–30078.
25. Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle / P. Castillo // Nature. – 1988. – Vol. 336. – P. 667–670.
26. Chen X-B. Present-day horizontal deformation status of continental China and its driving mechanism / X-B. Chen // Sci. China. Ser. D – Earth Sci. – 2007. – Vol. 50, № 11. – P. 1663–1673.
27. East Asia mantle tomography: New insight into plate subduction and intraplate volcanism / W. Wei [et al.] // J. of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 60. – P. 88–103.
28. Engebretson D. C. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin / D. C. Engebretson, A. Cox, R. G. Gordon // Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. – 1985. – Vol. 206. – P. 1–59.
29. England P. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics / P. England, P. Molnar // Science. – 1997. – Vol. 278. – P. 647–650.
30. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994–2002): implications for current kinematics of Asia / E. Calais [et al.] // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol. 108, № B10, 2501, doi: 10.1029/2002JB002373 2003.
31. Jolivet L. Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis / L. Jolivet, K. Tamaki, M. Fournier // J. Geophys. Res. – 1994. – Vol. 99, № B11. – P. 22.237–22.259.
32. Kuzmin M. I. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province / M. I. Kuzmin, V. V. Yarmolyuk, V. A. Kravchinsky // Earth-Science Reviews. – 2010. – Vol. 102. – P. 29–55.
33. Lei J. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia / J. Lei, D. Zhao // Tectonophysics. – 2005. – Vol. 397. – P. 281–295.
34. Magmatic expression of plate subduction beneath East Asia in the Mesozoic through Cenozoic / S. Rasskazov [et al.] // Northeast Asian Studies. – 2004. – Vol. 9. – P. 179–219.
35. Maruyama S. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core-mantle boundary / S. Maruyama [et al.] // Gondwana Research. – 2007. – Vol. 11. – P. 7–37.

36. *Molnar P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision / P. Molnar, P. Tapponnier // *Science*. – 1975. – Vol. 189, N 4201. – P. 419–426.
37. New Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from Xining-Lanzhou basin, Kunlun and Quigtang blocks, China: implications on the geodynamic evolution of Asia / N. Halim [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 1998. – Vol. 103, N B9. – P. 21025–21045.
38. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine / P. Tapponnier [et al.] // *Geology*. – 1982. – Vol. 10. – P. 611–616.
39. *Qin C.* Velocity field for crustal deformation in China derived from seismic moment tensor summation of earthquakes / C. Qin, C. Papazachos, E. Papadimitriou // *Tectonophysics*. – 2002. – Vol. 359. – P. 29–46.
40. *Rasskazov S. V.* Magmatism related to the East Siberia rift system and the geodynamics / S. V. Rasskazov // *Bul. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf. Aquitaine*. – 1994. – Vol. 18, № 2. – P. 437–452.
41. *Rasskazov S.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi. – Tohoku University, Japan, 2006. – CNEAS Monograph Series N 21. – 156 p.
42. *Ritsema J.* Global seismic maps / J. Ritsema // *Plates, plumes, and paradigms* / eds. G. R. Foulger [et al.] ; Geological Society of America, Boulder. – 2005. – P. 11–18.
43. Seismic evidence for a mantle plume oceanwards of the Kamchatka – Aleutian trench junction / A. Gorbatov [et al.] // *Geophys. J. Int.* – 2001. – Vol. 146. – P. 282–288.
44. *Sengör A. M.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / A. M. Sengör, B. A. Natal'in // *The tectonic evolution of Asia* / eds. A. Yin, M. Harrison. – Cambridge : Cambridge University Press. – 1996. – Vol. 21. – P. 486–640.
45. Shallow structure of the Yadong-Gulu rift, southern Tibet, from refraction analysis of Project INDEPTH common midpoint data / M. I. Kogan [et al.] // *Tectonics*. – 1998. – Vol. 17, N 1. – P. 46–55.
46. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone / Y. Fukao [et al.] // *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97. – P. 4809–4822.
47. *Tapponnier P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions / P. Tapponnier, P. Molnar // *Journ. Geophys. Res.* – 1979. – Vol. 84, N B7. – P. 3425–3459.
48. The longevity of the South Pacific isotopic and thermal anomaly / H. Staudigel [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1991. – Vol. 102. – P. 24–44.
49. This dynamic planet world map of tectonics, volcanoes, earthquakes, and plate tectonics / T. Simkin [et al.]. – Washington D. C., 1989.
50. *van der Voo R.* Mesozoic subducted slabs under Siberia / R. van der Voo, W. Spakman, H. Bijwaard // *Nature*. – 1999. – Vol. 397. – P. 246–249.
51. *Wang Y.* Basic characteristics of active tectonics in China / Y. Wang, X. Ma // *Episodes*. – 1995. – Vol. 18, N 1/2. – P. 73–76.
52. *Xiao X.* Tectonic evolution and uplift of the Qinghai-Tibet Plateau / X. Xiao, T. Li // *Episodes*. – 1995. – Vol. 18, N 1/2. – P. 31–35.
53. *Yanovskaya T. B.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T. B. Yanovskaya, V. M. Kozhevnikov // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 2003. – Vol. 138. – P. 263–278.
54. *Zhiwei, Li* Tomographic image of the crust and upper mantle beneath the western Tien Shan from the MANAS broadband deployment: Possible evidence for lithospheric delamination / Li Zhiwei, S. Roecker, Li Zhihai, Wei Bin, Wang Haitao, G. Schelochkov, V. Bragin // *Tectonophysics*. – 2009. – Vol. 477, Issues 1–2. – P. 49–57.
55. *Zoback M. L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project / M. L. Zoback // *J. Geophys. Res.* – 1992. – Vol. 97, N B8. – P. 11703–11728.
56. *Zonenshain L. P.* Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia / L. P. Zonenshain, L. A. Savostin // *Tectonophysics*. – 1981. – Vol. 76. – P. 1–45.

Глава 4

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СМЕНА КОНВЕРГЕНЦИИ ДИВЕРГЕНЦИЕЙ: ЦИКЛИЧНОСТЬ НОВЕЙШЕГО ВУЛКАНИЗМА В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

4.1. Конвергентная сборка континента – закрытие палеоокеанов

Азия – часть континента Евразия, сложенная раннедокембрийскими кратонами и разделяющими их докембрийскими и фанерозойскими складчатыми поясами. Важнейшее значение в геологии Центральной Азии имеют многочисленные тектонические швы, обозначенные офиолитовыми поясами (рис. 4.1) [8].

Офиолиты – показатели континентально-океанической стадии эволюции Земли. Время их первого появления дискуссионно. Например, в качестве офиолитов рассматривались фрагменты пород в архейском Шарыжалгайском блоке с эррохронной Sm–Nd датировкой 1880 ± 90 млн лет [5]. Эта ориентировочная датировка древнее нижней границы континентально-океанической стадии, определенной О. А. Богатиковым и В. И. Коваленко [1]. Имелись и другие публикации о находках палеопротерозойских и архейских пород, отнесенных к офиолитам, но эти находки опровергались последующими исследованиями (см. обзор [36]). В последние годы появились публикации о распространении офиолитов во фрагментах ранней Земли на территории Гренландии.

В Центрально-Азиатском складчатом поясе наиболее хорошо изучены породы Джидинского пояса Западного Забайкалья, Байкало-Муйского – Северного Забайкалья и Ильчирского – обрамления Гарганского блока Восточного Саяна. В Ильчирском поясе находятся самые древние офиолиты, достоверно установленные для территории Центральной Азии. Для них получена U–Pb-датировка по цирконам 1020 ± 10 млн лет [67]. Предполагается несколько более позднее открытие Палеоазиатского океана во временном интервале 905–710 млн лет назад [8]. Сравнительно молодые оценки возраста других офиолитовых поясов служат свидетельством сложного полициклического геологического развития территории.

В позднем докембрии по Палеоазиатскому океану дрейфовали осколки Восточной Гондваны, рассредоточенные в настоящее время в разных районах Азии [4]. Один из крупных осколков – Тувино-Монгольский массив – привнес в литосфере из южного полушария Земли изотопные метки Pb мантийной аномалии DUPAL. Рудные свинцы

Гарганского блока, составляющего фундамент этого массива, характеризуют гадейский этап становления коры около 4,31 млрд лет назад, установленный прежде по обломочным цирконам Джек Хиллз Западной Австралии, входившей в Восточную Гондвану [35; 63]. В фанерозое сборка континента продолжалась. Многие коллизионные события южного края Евразии начались в карбоне и достигли максимума в ранней перми. В это время был собран суперконтинент Пангея, окруженный субдукционными зонами, обеспечившими общее смещение блоков в северном направлении [55].

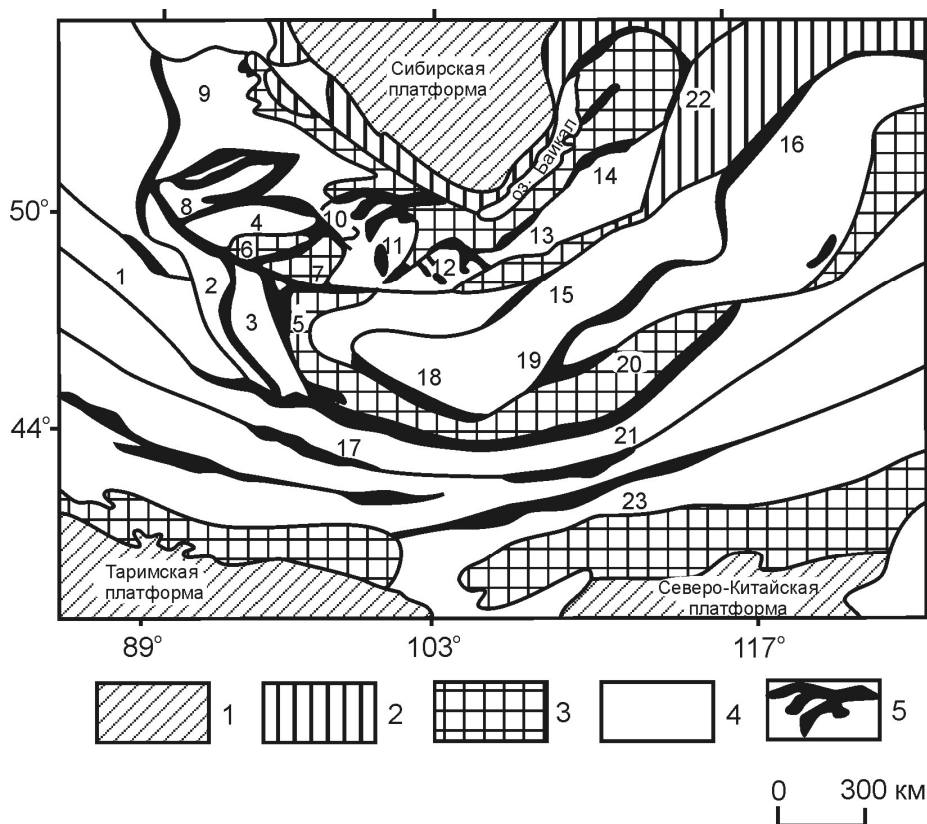


Рис. 4.1. Схема современного размещения рифейско-палеозойских офиолитовых поясов и ареалов в Центрально-Азиатском складчатом поясе. 1 – осадочный чехол докембрийских платформ; 2 – краевые выступы фундамента Сибирской платформы, включая перикратонные прогибы (Байкало-Патомский и др.); 3 – выступы доверхнерифейского основания; 4 – преимущественно каледонские и герцинские структурно-формационные комплексы различной геодинамической природы; 5 – офиолитовые пояса и ареалы (номера на схеме): 1 – Теректинский, 2 – Кобдинский, 3 – Цаганшибетинский, 4 – Западно-Саянский, 5 – Дзобханский, 6 – Ханхухейский, 7 – Южно-Тувинский, 8 – Куртушибинский, 9 – Кузнецко-Алатауский, 10 – Ийский, 11 – Ильчирский, 12 – Джидинский (Аргынгольский), 13 – Баянуланский, 14 – Абагинский, 15 – Баянгольский, 16 – Пришилкинский, 17 – Ихэбогдинский (Хантайширский), 18 – Баянхонгорский, 19 – Среднгобийский (Адацагский), 20 – Керуленский, 21 – Ундуршинский, 22 – Байкало-Муйский, 23 – Солонкерский. Из работы [8]

Вулканизм Центральной Монголии и Северо-Восточного Китая проявился в позднем мелу и кайнозое на территории, расположенной к северу от Северо-Китайского кратона и Таримского блока. Непосредственно вдоль краев этих континентальных структур реконструировалась реликтовая океаническая кора Палео-Тетиса поздней перми – раннего триаса, погружавшаяся к северу [17]. По другим реконструкциям, закрывшийся палеобассейн (Солонкерский) обозначался офиолитовым поясом несколько севернее границы Северо-Китайского кратона [8].

Оценки модельного возраста гранитоидов Центральной Азии в рифейских блоках находятся в интервалах от 3,3 до 1,1 млрд лет, в раннекаледонских – от 1,8 до 0,75 млрд лет, в герцинских – от 0,75 до 0,55 млрд лет, а в раннемезозойских составляют около 0,3 млрд лет [14; 43].

В работе [64] на схеме рис. 21.27 территория, сопредельная с северной частью Северо-Китайского кратона, отнесена к манчжуридам, объединявшим в своем составе ранне-среднепалеозойские магматические дуги, докембрийские блоки и ранне-позднепалеозойские аккреционные комплексы*. В этой схеме Солонкерский шов отделял манчжуриды от алтаид (рис. 4.2). Предполагалось, что палеобассейн, соответствовавший шву, закрылся севернее Северо-Китайского кратона в позднепермское время, около 270 млн лет назад. Основанием для выделения закрывшегося палеоокеана послужило резкое различие биотических комплексов в блоках, разделенных Солонкерским швом. Другой палеобассейн (Туркестанский) закрылся севернее Таримского блока в каменноугольное время [2]. Следовательно, в области сочленения структур, пространственно сопряженных с Северо-Китайским кратоном и Таримским блоком, должна была образоваться мантийная неоднородность, которая, по-видимому, и определила место начальной активизации базальтоидного магматизма в позднем мелу и характер его последующей пространственно-временной эволюции в кайнозое.

Один из крупнейших протяженных структурных швов представлен Урало-Монгольским линеamentом, разделяющим территорию Монголии на Северный и Южный мегаблоки с разным геологическим развитием. Кора Северного мегаблока сформировалась в середине палеозоя с причленением по Урало-Монгольскому линеamentу коры позднего палеозоя и мезозоя [45; 69]. В Центральной Монголии севернее Урало-Монгольского шва располагается Дзабханский микроконтинент, основание которого составляют дорифейские комплексы Байдарикского блока (рис. 4.3). Возрастные рубежи развития кристаллических комплексов этого блока сопоставимы с рубежами образования фундамента древних кратонов Северной Евразии [22].

* На рис. 3.2. манчжуриды показаны в виде зоны раннемезозойских (индосинийских) структур.

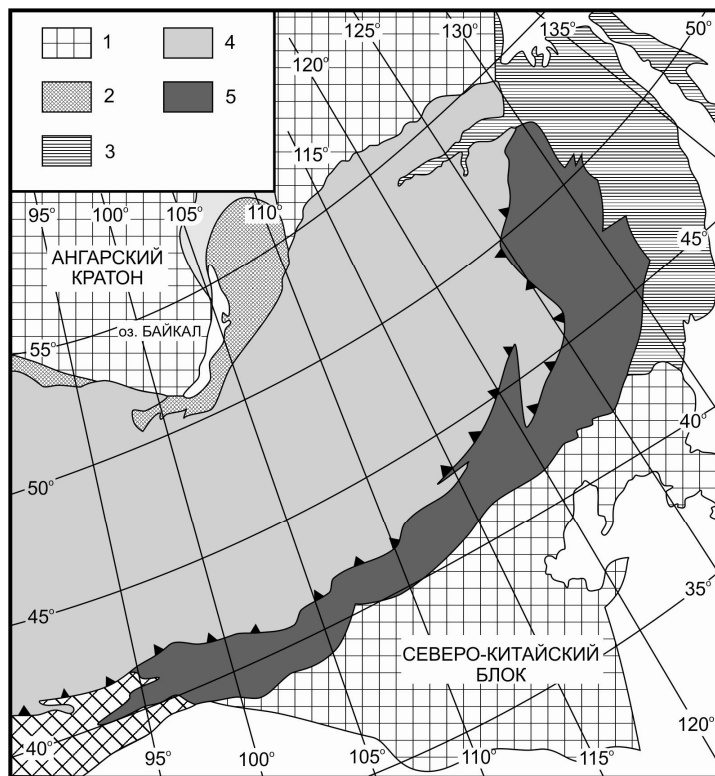


Рис. 4.2. Тектонической схема манчжурид и сопредельных структур ([64] с упрощениями). 1 – архейские кратоны; 2 – Баргузинский террейн; 3 – ниппониды; 4 – алтаиды; 5 – манчжуриды. Показаны тектонические единицы первого порядка, сложенные доалтаидскими континентальными кратонами и небольшими фрагментами, в которых размещаются тектонические единицы алтаид первого порядка, доманчжуридских континентальных фрагментов и энсиалических дуг, а также аккреционных комплексов манчжурид. Алтаиды разделены с манчжуридами Солонкерским швом (линия с зубчиками)

Структуры Северного мегаблока Монголии и сопредельной территории Сибири продолжали активизироваться в ходе позднепалеозойских аккреционно-коллизийных процессов, что получило выражение в развитии гранитоидного и щелочно-гранитоидного магматизма, в том числе с образованием крупных батолитов: Ангаро-Витимского – во временном интервале 320–290 млн лет назад и Хангайского – во временном интервале 275–250 млн лет назад [1; 3; 20, 21; 33; 41; 44; 48].

Мантийный магматизм проявлялся в разных районах Азии в течение всего фанерозоя. В позднем фанерозое осуществлялась субдукция плит Тихого океана под восточную окраину Азии, которая прерывалась структурными перестройками, обусловленными эпизодической коллизией островных дуг с континентальной окраиной. Иногда важную роль играло боковое скольжение океанических плит относительно континента [28; 62]. Одновременно осуществлялась субдукция плит Нео-Тетиса

под южную окраину Азии, завершившаяся коллизией Индостана с континентальной окраиной. По разным оценкам, коллизия произошла во временном интервале 66–32 млн лет назад [7; 50; 65, и ссылки в этой работе]. После Индо-Азиатской коллизии кратонный блок Индостана продолжал движение к северу, играя роль индентора в тектоническом смятии сопредельной окраины Азии. Тектонический стресс распространился в ее внутренние районы.

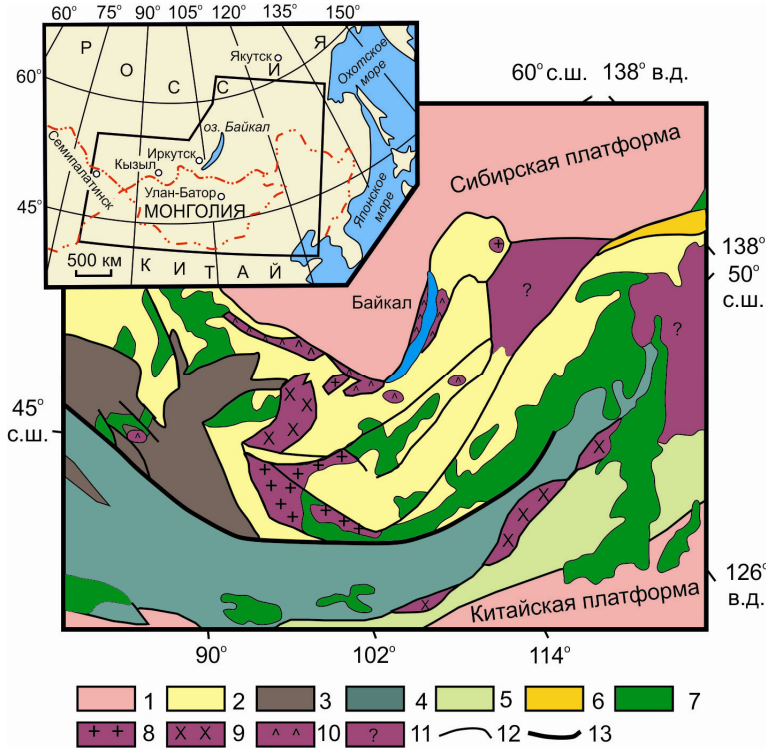


Рис. 4.3. Схема структур восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса ([22] с упрощениями). 1 – древние платформы; 2–3 – структуры раннекаледонской области: 2 – неопротерозойские и раннепалеозойские, 3 – среднепалеозойские; 4–6 – линейные аккреционно-коллизийные пояса: 4 – позднепалеозойские (герцинские), 5 – раннемезозойские (индосинийские), 6 – позднемезозойские; 7 – фанерозойские вулканические пояса; 8–11 – фрагменты континентальных массивов: 8 – с дорифейским основанием (севернее Урало-Монгольского шва показан крупный Байдарикский блок), 9 – с рифейским основанием (севернее Байдарикского блока находится Тувино-Монгольский массив), 10 – кристаллические комплексы, связанные с развитием каледонид, 11 – с кристаллическими комплексами неустановленного возраста; 12 – главные тектонические границы; 13 – Урало-Монгольский линейамент, разделяющий Южный и Северный мегаблоки Монголии

В раннем мезозое, во временном интервале 225–195 млн лет назад, магматизм концентрировался в основном в Монголо-Забайкальской и Алтае-Саянской областях. Ядром первой области служил Хэнтэй-Даурский батолит [14]. К северо-восточной периферии этой области от-

носились магматические проявления Западного Забайкалья [9; 31; 39]. В юрский период произошло закрытие Монголо-Охотского залива Тихого палеоокеана [9; 30; 54] (рис. 4.4). Этот залив закрывался параллельно с Солонкерским палеоокеаном [64].

В северной части Саяно-Монгольского низкоскоростного домена в позднем кайнозое образовались Окинско-Тоджинская, Байкальская и Центрально-Монгольская рифтовые зоны Байкальской системы. Фундамент этой территории составляет рифейский Тувино-Монгольский массив, который рассматривался как осколок Восточной Гондваны, дрейфовавший в позднем докембрии по Палео-Азиатскому океану и причленившийся к Сибирскому кратону в середине кембрия. С севера и юга к массиву причленились каледонские террейны. В то же время, Центрально-Монгольская рифтовая зона наложена на Хангайский и Хэнтэйский орогены, расположенные в шовной зоне, оставшейся после позднепалеозойского – мезозойского закрытия Монголо-Охотского залива Палео-Пацифика. Южнее, субпараллельно этой шовной зоне, протягиваются Урало-Монгольская и Солонкерская шовные зоны, оставшиеся после позднепалеозойского закрытия палеоокеанов (рис. 4.5).

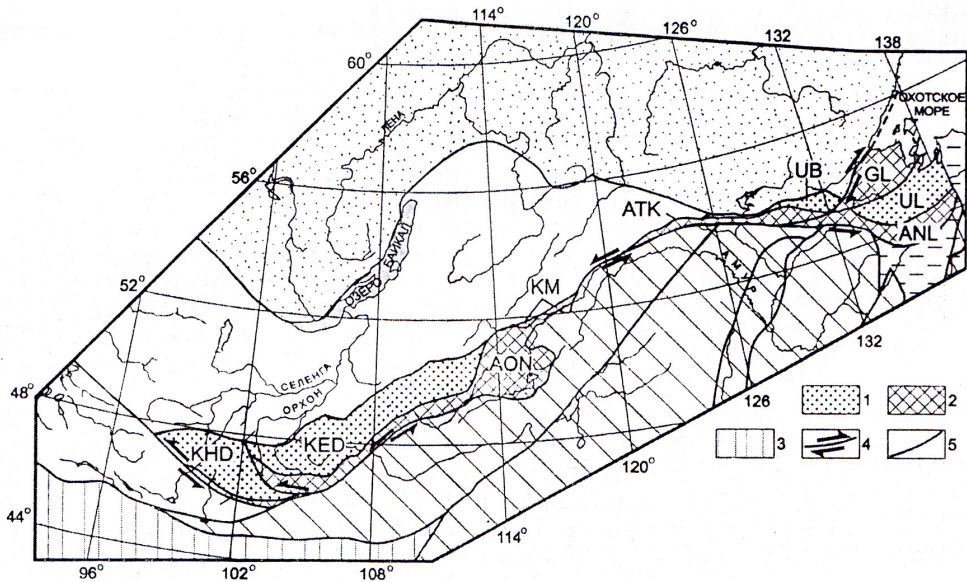


Рис. 4.4. Схема террейнов Монголо-Охотского орогенного пояса – структуры закрывшегося Монголо-Охотского залива Тихого палеоокеана [30]. 1 – террейны аккреционного клина типа А, сложенные преимущественно турбидитами при подчиненной роли океанических образований (Хангай-Даурский террейн: KHD – Хангайский фрагмент, KED – Хэнтэй-Даурский фрагмент; UB – Унья-Бомский террейн. UL – Ульбанский террейн); 2 – террейны аккреционного клина типа Б, сложенные преимущественно океаническими образованиями при подчиненной роли турбидитов (Агинский террейн: AON – Ононский фрагмент, ATK – Тукурингский фрагмент; ANL – Ниланский фрагмент, GL – Галамский террейн); 3 – террейны активной континентальной окраины (KM – Каменский террейн); 4 – сдвиги; 5 – разломы

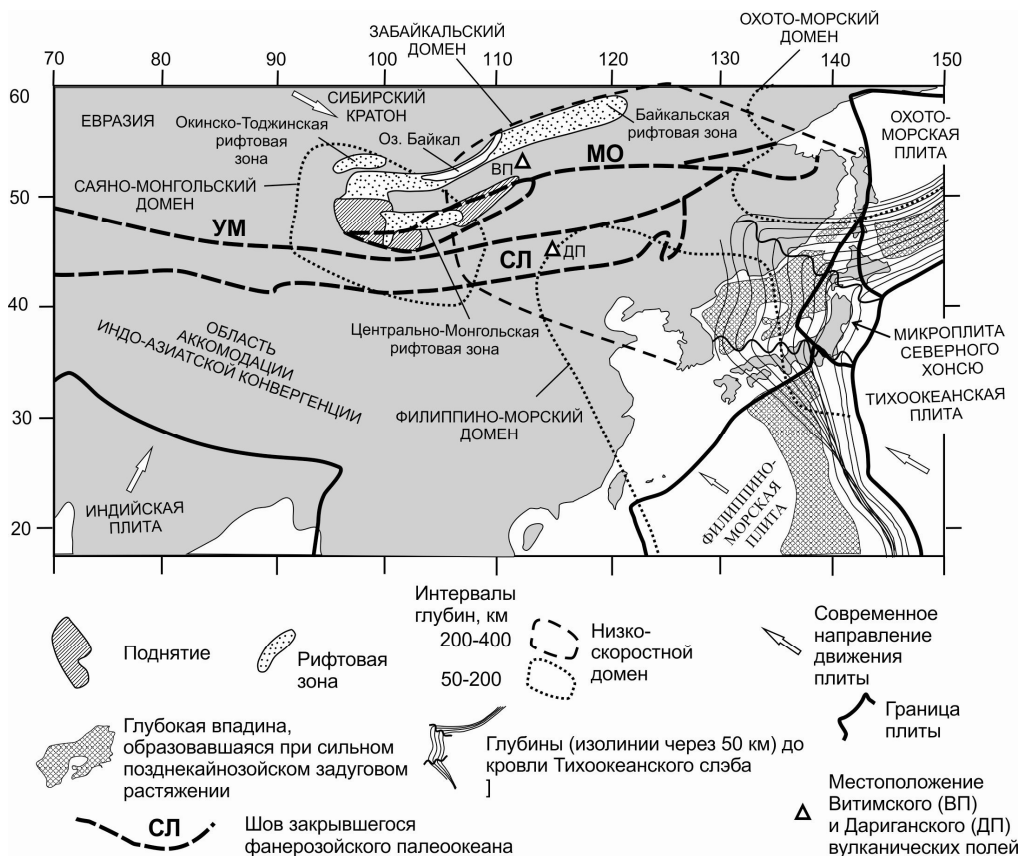


Рис. 4.5. Пространственные соотношения низкоскоростных доменов современной верхней мантии с новейшими рифтовыми зонами Байкальской системы и с шовными структурами закрывшихся фанерозойских палеоокеанов (СЛ – Солонкерским, УМ – Урало-Монгольским, МО – Монголо-Охотским заливом Палеопацифика). Приведена основа схемы из работы [15], местоположение шовных структур показано в соответствии с рис. 4.2–4.4

Следовательно, новейший вулканизм северной части Саяно-Монгольского низкоскоростного домена пространственно связан с активизацией сравнительно древней (рифейской и каледонской) литосферы, а центральной и южной частей – с активизацией более молодой (герцинской) литосферы. Подобным образом, новейший вулканизм Витимского и Дариганского полей, обусловленный процессами, происходившими в Забайкальском низкоскоростном домене, был локализован в разновозрастных геологических структурах: первое поле – в рифейско-каледонских, второе – в герцинских.

По палеомагнитным данным [18, с. 512] (рис. 4.6), «... в течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя геологические комплексы Монголии располагались значительно севернее Северо-Китайского блока. В палеозое Монголия, так же как и Сибирь, перемещалась с юга на север, с конца триаса до конца юры – с севера на юг, в мелу и кайнозое

практически не перемещалась по широте. По крайней мере, с конца перми (250–275 млн лет) палеошироты формирования бимодальных рифтогенных магматических комплексов Монголии ... статистически не отличаются от палеоширот Сибирского кратона.» Отсутствие широтных изменений палеополюсов в мелу и кайнозое не предполагает какого либо меридионального перемещения Азии над мантийным плюмом.

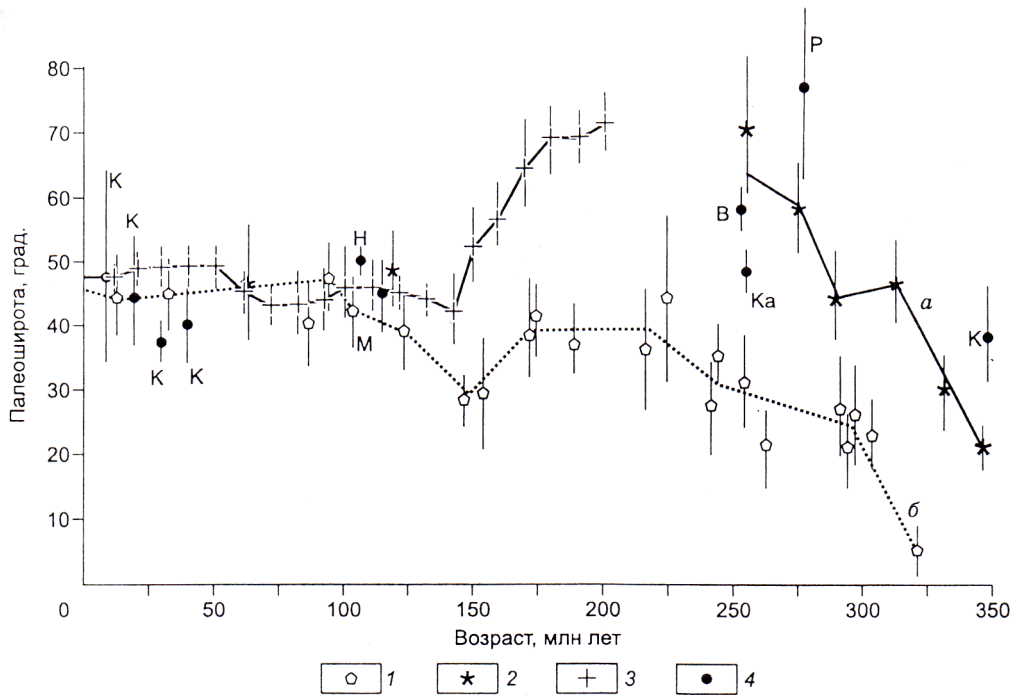


Рис. 4.6. Палеошироты с доверительными интервалами, рассчитанные для центральной части Монголии из палеозойских, мезозойских и кайнозойских палеомагнитных полюсов для Евразии (а) и Северо-Китайского блока (б) [18]. 1–4 – палеомагнитные полюсы: 1 – для Северо-Китайского блока, по разным авторам; 2 – рассчитанные Д. В. Коваленко; 3 – для Евразии, по Дж. Бесс и В. Куртийю; 4 – взятые из работ В. А. Кравчинского и др. (К), Р. В. Веселовского и др. (В), Д. В. Метелкина и др. (М), А. Ю. Казанского и др. (Ка), С. А. Писаревского и др. (Р), Д. Ван Хинсбергена и др. (Н)

Обращаясь к проблеме распространения кайнозойских деформаций во внутреннюю часть Азии, заметим, что развитие представлений в рамках тектоники литосферных плит во второй половине XX в. получило надежное обоснование с позиций типизации магматизма конвергентных и дивергентных границ. В то же время первичный постулат этой гипотезы о «жесткости» литосферных плит не нашел подтверждения и должен был корректироваться. В начале 1980-х гг. принципы тектоники крупных литосферных плит были привнесены в интерпретацию внутренней структуры континентальных областей. Плиты (Амурская, Китайская и др.) были выделены на территории Евразии [71].

Следствием гипотезы о делении Азии на плиты (микроплиты) стала модель «экструзивной тектоники», основанная на предположении о непрерывном воздействии индентора Индостана с юга при свободном движении блоков (плит, микроплит) в восточном и юго-восточном направлениях [62]. Гипотеза кайнозойской «экструзивной тектоники» была распространена на Япономорский регион с выделением осложняющего фактора в тектонических процессах раннемиоценовой коллизии Идзу-Бонинской и Курильской дуг с дугой Северо-Восточной Японии [40; 62; и др.]. Несколько другой принцип в неотектоническое районирование был заложен в работе [64], в которой обширная территория Евразии, заключенная между Аравийской платформой, Индийским субконтинентом на юге и стабильной Азией на севере, была обозначена в целом как Альпийская зона границ плит.

С позиций анализа пространственно-временной эволюции вулканизма был сделан вывод о том, что кайнозойское тектоническое развитие территории определялось активностью орогенных и рифтовых подвижных систем, разделявших относительно стабильные блоки коры [40]. На том этапе исследований оставалось неясным, какие геохимические параметры магматизма континентальных подвижных систем могли служить в качестве маркеров процессов с конвергентным и дивергентным характером развития, так как служит магматизм субдукционного-коллизийного и срединно-океанического типа в фундаментальных построениях классической тектоники литосферных плит. Проблема выделения таких магматических маркеров в пограничных подвижных системах решалась в монографии [15] в свете соотношений источников калиевой и калинатровой серий.

Влияние Индо-Азиатской коллизии и постколлизийной конвергенции на тектонические и сейсмические процессы в коре Центральной Азии подтверждено многочисленными, в том числе мультидисциплинарными, исследованиями (см. главу 3). Отметим, что, по механизму «экструзивной тектоники» [61], последствия Индо-Азиатского взаимодействия распространены некоторыми авторами на тектонические процессы восточной окраины Азии вплоть до Аляски [66].

Существующие реконструкции кайнозойской геодинамики Азии основывались на данных о современных процессах: напряженном состоянии литосферы, ее мощности, движениях (по данным GPS-геодезии), активных разломах и других параметрах с ретроспективным освещением вероятного тектонического развития территорий. В неотектонических картах и обзорах, как правило, включалось упоминание о кайнозойской вулканической деятельности [25; 26; 29; 47; и др.]. Схемы современной геодинамики распространялись на весь ход кайнозойского тектогенеза. Ограничения на тектонические реконструкции накладывали, однако, данные, свидетельствующие о резких изменениях в эволюции магматизма в связи с неоднократными структурными перестройка-

ми в мезозое и кайнозое [62, 63]. Следовательно, без учета пространственно-временных изменений структуры и магматизма представления о кайнозойской геодинамике Азии не могли быть исчерпывающими.

Эволюция зоны Индо-Азиатского взаимодействия не была монотонной, а включала несколько этапов. Согласно гипотезе китайских геологов [60], начальная фаза «мягкой» коллизии Индостана с окраиной Азии временного интервала 70–60 млн лет назад переходила в фазу более «жесткой» постколлизиионной конвергенции в интервале 45–40 млн лет назад. Структурная перестройка зоны конвергенции предполагалась около 10 млн лет назад [60]. Можно ожидать, что соответствующие изменения происходили и в области распространения конвергентных процессов во Внутренней Азии. Последствия коллизии и постколлизиионной конвергенции были выявлены здесь по пространственно-временной согласованности вулканических процессов в Тибете и Центральной Монголии [15].

4.2. Глубинное строение мантии территории

Сейсмотомографическая модель, построенная по поверхностным S-волнам Т. Б. Яновской и В. М. Кожевниковым [70], выявила существование под Центрально-Азиатской орогенной системой низкоскоростного домена в интервале глубин 50–200 км. Этот домен, пространственно совпадающий с территорией распространения кайнозойских базальтов в Центральной Монголии и Саянах, был выделен под названием «Саяно-Монгольского» [49]. Скоростная картина Саяно-Монгольского домена получила детализацию в сейсмическом скоростном профиле, построенном В. В. Мордвиновой по записям обменных SV-волн сейсмического эксперимента MOBAL–2003 [12]. Вдоль всего профиля, под Сибирской платформой, юго-западной частью Байкальской рифтовой зоны и Центральной Монголией, прослежены его нижнее и верхнее ограничения на уровнях, определенных прежде в модели S-волн. Подошва домена подчеркивается низкоскоростным слоем глубин 190–210 км, а кровля соответствует поверхности Мохо (рис. 4.7). Глубже уровня 210–220 км низкие скорости домена сменяются нормальными и повышенными скоростями подстилающей мантии.

Профиль рис. 4.7 дает картину неоднородного внутреннего строения домена. Под подошвой коры располагается клиновидная низкоскоростная область с нижним ограничением системой ступеней, спускающихся с севера на юг. Под станцией ARSH (Аршан, Центральная часть Тункинской рифтовой долины) ограничительная ступень находится на глубине ~ 100 км, под станциями SHA2–BAYN (Орхон-Селенгинское среднегорье) – 120–140 км, под станциями TUSG–OVGO (Восточный Хангай) – ~ 170 км, а под станциями BUMB–DALA (Долина Озер, Гобийский Алтай) – соответствует подошве низкоскоростного домена.

Под хр. Восточный Хангай (станции TSET–OVGO) блок повышенных скоростей глубин 170–210 км переходит в подошву домена. Подобный блок повышенных скоростей на глубинах 130–180 км отделяет приподшенный низкоскоростной слой от клиновидной низкоскоростной области под Орхон-Селенгинским среднегорьем.

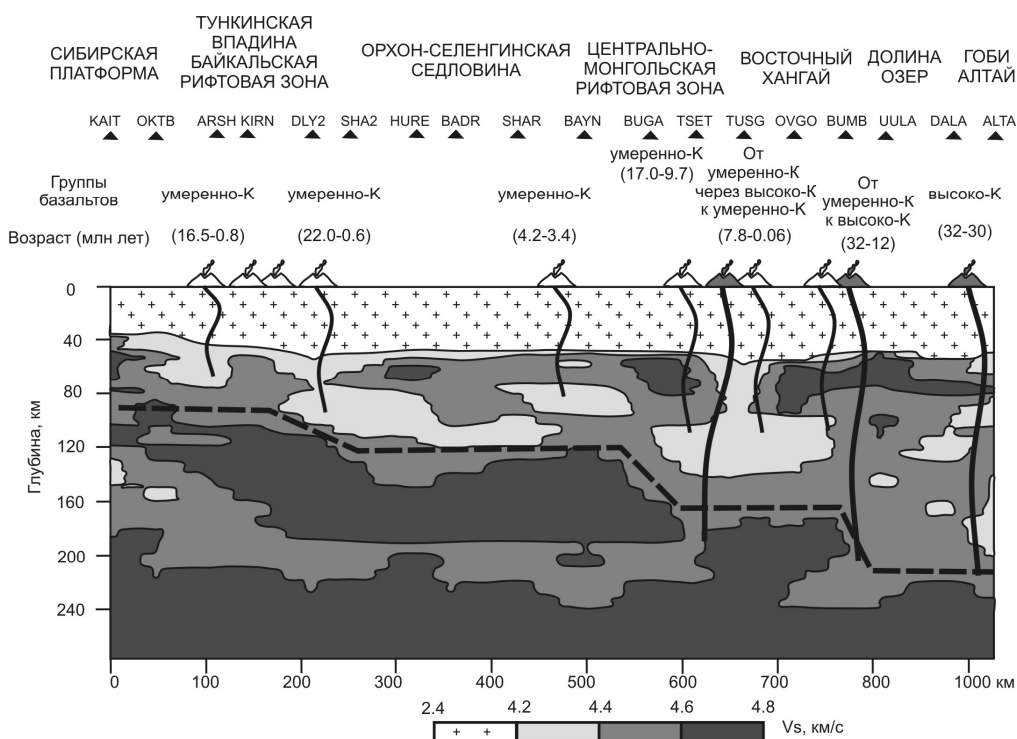


Рис. 4.7. Вероятная связь распределения высоко- и умереннокалиевых расплавов с мантийными неоднородностями в скоростном разрезе MOBAL–2003. Основу составляет схематизированный разрез, построенный В. В. Мордвиновой и др. [12] для поперечных волн в интервале глубин 0–270 км по модели из 60 слоев (интервал минимизации 5–35 с., интерполяция по сетке 30 колонок × 90 рядов). Штриховой линией выделена система высокоскоростных ступеней, последовательно спускающихся от 80–100 км из-под Байкальской рифтовой зоны (станции ARSH–DLY2) до ~200 км под Долину Озер и сопредельную часть Гобийского Алтая (станции BUMB–ALTA). Переход от Долины Озер и Южной Гоби к ступени высокоскоростного блока, опущенного под хр. Восточный Хангай, соответствует пространственной смене высококалиевых лав смешанной ассоциацией высоко- и умереннокалиевых

Над Восточно-Хангайским блоком нормальных скоростей, покоящемся на основании низкоскоростного Саяно-Монгольского домена (~210–220 км), выделяется низкоскоростная линза на глубинах 80–140 км. Южнее, под Долиной Озер и Гобийским Алтаем, находится область с беспорядочными низкоскоростными фрагментами. Она зани-

мает пространство от днища низкоскоростного домена до уровня кровли Восточно-Хангайской линзы (~80 км). Севернее выделена серия низкоскоростных линз, расположенных на глубинах 80–120 км, над Орхон-Селенгинским блоком повышенных скоростей.

Источники высококалийевых расплавов в Гобийском Алтае (поля Хурмэн, Ноён, Арц-Богд) и в Долине Озер (одноименное поле) пространственно соответствовали области с беспорядочными низкоскоростными фрагментами, а источники умереннокалийевых расплавов Цэцэрлэгского и Хануйского полей – низкоскоростным линзам малоглубинного уровня 80–140 км.

В одной из последних моделей Р и РР-Р-волн И. Кулакова и Н. Бушенковой [56] на глубине 50 км под Центральной Монголией проявились зоны низких скоростей (аномалии не более 1 %) по меридианам 91–97° и ~100°. Первая зона широкая и выражена более существенным снижением скоростей, чем вторая. Она почти авулканична. В ее пределах находятся только Дзабханское и Тэсийн-Гольское вулканические поля. Вторая зона обозначена локальными аномалиями, пространственно совпадающими с вулканическими полями Прихубсугулья и Восточного Хангая с расширением к югу в соответствии с распределением вулканических полей Южной и Средней Гоби. На глубинах 200 и 400 км скорости повышаются и снова снижаются на глубинах 600 км в виде широкой полосы между меридианами 97° и 105°. Северная часть полосы расщепляется. Одна ветвь входит под край Сибирского кратона, другая протягивается вдоль его юго-западного края до Хакасии (рис. 4.8).

Снижение скоростей Р-волн в интервале глубин 200–400 км в модели И. Кулакова и Н. Бушенковой в общем согласуется со снижением скоростей на глубинах 250–350 км в модели S-волн Т. Б. Яновской и В. М. Кожевникова. Низкие скорости в пределах Саяно-Монгольского домена определены в обеих моделях с относительным снижением скоростей на более глубоком уровне мантии, что согласуется с более ранней моделью из работы [51]. По этим моделям нельзя допустить поднятия материала Саяно-Монгольского домена из глубин мантии по плюмовому механизму (т. е. от нижнего термального граничного слоя на разделе ядро – мантия к верхнему термальному граничному слою на разделе астеносфера – литосфера).

В отличие от модели Т. Б. Яновской и В. М. Кожевникова, в модификациях моделей Р-волн И. Кулакова и Н. Бушенковой допускается поднятие материала под Восточный Саян из переходной зоны мантии, подстилающей южную часть Сибирского кратона. Низкоскоростной шлейф, протягивающийся, по крайней мере, от границы нижней мантии, показан и в более ранней модели сейсмической томографии S-волн И. Ю. Кулакова [23]. На рис. 4.8 низкоскоростные области под Саянами и сопредельной частью Сибирского кратона изображены, соответствен-

но, на глубинах 50 и 600 км, а на промежуточных уровнях 200 и 400 км скорости возрастают. Таким образом, глубинная область низких скоростей под Сибирским кратоном отделена от малоуглубинной области под Саянами высокоскоростным слоем.

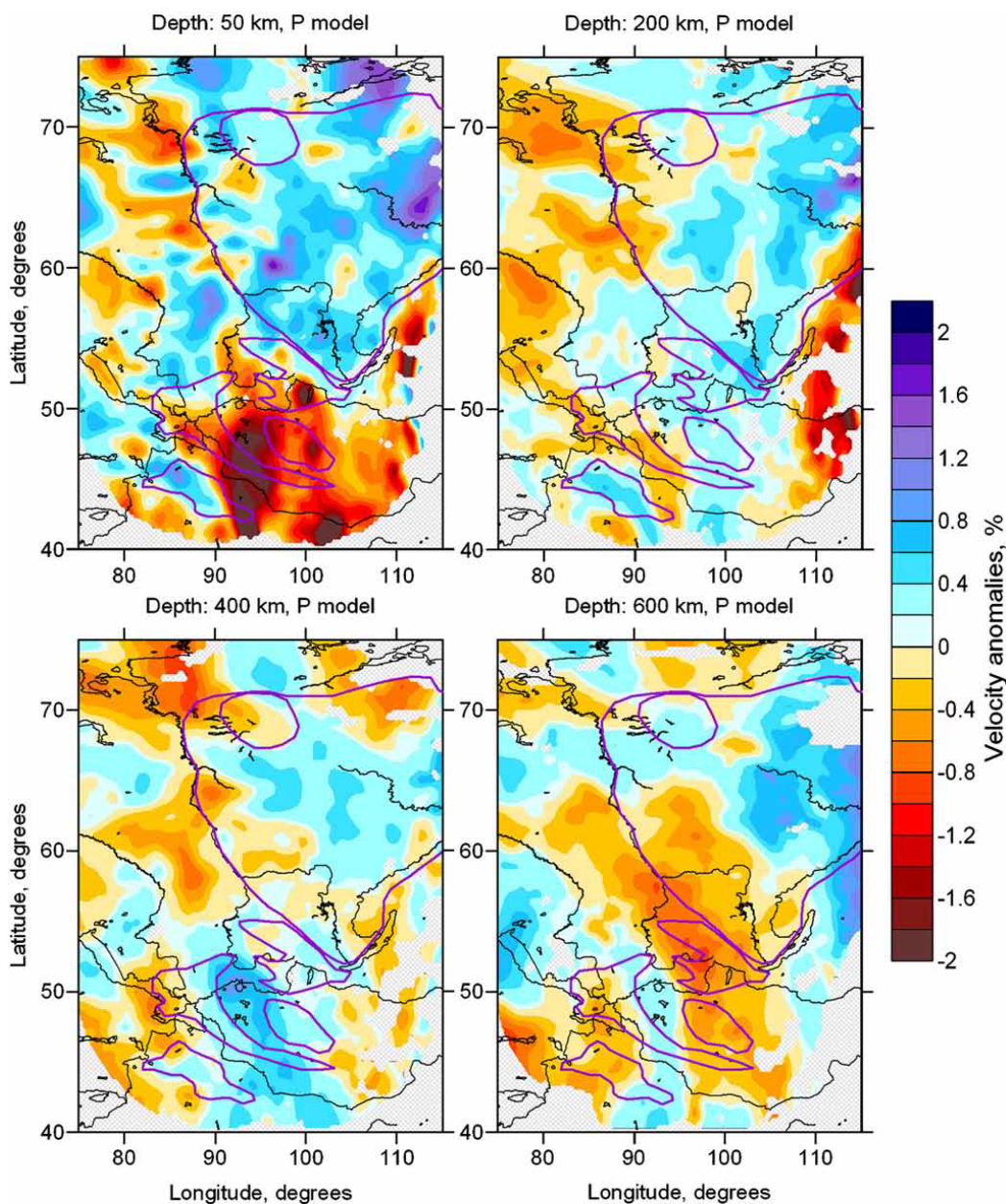


Рис. 4.8. Горизонтальные сечения скоростных аномалий Р-волн в верхней мантии, полученные на основе инверсии только РР-Р-невязок. Фиолетовые линии показывают контуры основных геологических структур: Сибирский кратон с плато Путорана, поднятий Хангая и Алтая, Джунгарский бассейн [56]

4.3. Пространственно-временная эволюция вулканизма

4.3.1. Смена магматизма на рубеже ~ 90 млн лет назад

В разных районах Азии находятся мантийные и коровые магматические породы всего фанерозоя. Преобладают продукты плавления континентальной коры. Террейны, сложенные породами корового генезиса, разделены шовными зонами сомкнувшихся берегов Урало-Монгольского, Туркестанского, Солонкерского палеоокеанов и Монголо-Охотского залива Тихого.

В составе позднемезозойских магматических комплексов областей Западного Забайкалья, Хэнтэй-Даурской и Центрально-Монгольской, были распространены редкометалльные Li-F гранитоиды с эффузивными аналогами (онгонитами) [13]. Другой особенностью позднего мезозоя было наличие карбонатитов. В провинции Центральной Азии карбонатитосодержащие комплексы установлены в четырех обособленных друг от друга ареалах: Западно-Забайкальском, Южно-Хангайском, Центрально-Алданском и Центрально-Тувинском. Область позднемезозойского «внутриплитного» магматизма на юге Монголии протягивается в виде субширотной полосы от меридиана 97° до меридиана 109° и субмеридиональной полосы от широты 45° до широты 43° [46]. Мезозойские структуры Забайкалья и Монголии сопоставлялись с позднекайнозойскими структурами провинции Бассейнов и Хребтов запада США [10, 11]. В то же время, по характеру источников кайнозойского магматизма запад США сопоставлялся с восточной окраиной Азии [6; 62, 63].

Кайнозойский магматизм Азии в целом отличался от мезозойского преобладанием щелочных базальтоидов. Вулканические породы второй половины позднего мела были в геохимическом отношении подобны кайнозойским вулканическим породам. Тектоническая перестройка, сопровождавшаяся сменой состава магм и произошедшая во временном интервале 90–75 млн лет назад [62], соответствовала по времени важнейшей структурной перестройке кинематики плит Тихого океана, произошедшей около 85 млн лет назад [52].

На протяжении большей части фанерозоя роль коровых источников в геологических структурах Центральной Азии была существенной и резко снижалась около 90 млн лет назад. Начиная с этого времени, мантийные выплавки стали преобладать, а коровые проявлялись эпизодически. Следовательно, по единообразному мантийному характеру источников, магматизм последних ~ 90 млн лет на территории Центральной Азии может рассматриваться в качестве процесса новейшего геодинамического этапа и, таким образом, отличаться от предшествующего ранне-среднефанерозойского магматизма с мантийно-коровым характером источников.

4.3.2. Цикличность высоко- и умереннокалиевого магматизма в последние ~ 90 млн лет

Вулканизм последних 90 млн лет Центральной Азии развивался неравномерно в пространстве и времени. Вулканические извержения мигрировали на десятки, а иногда на первые сотни километров. В Центральной Монголии различаются Гобийская система вулканических полей возрастного интервала 91–32 млн лет и Хангайская возрастного интервала последних 32 млн лет (рис. 4.9).

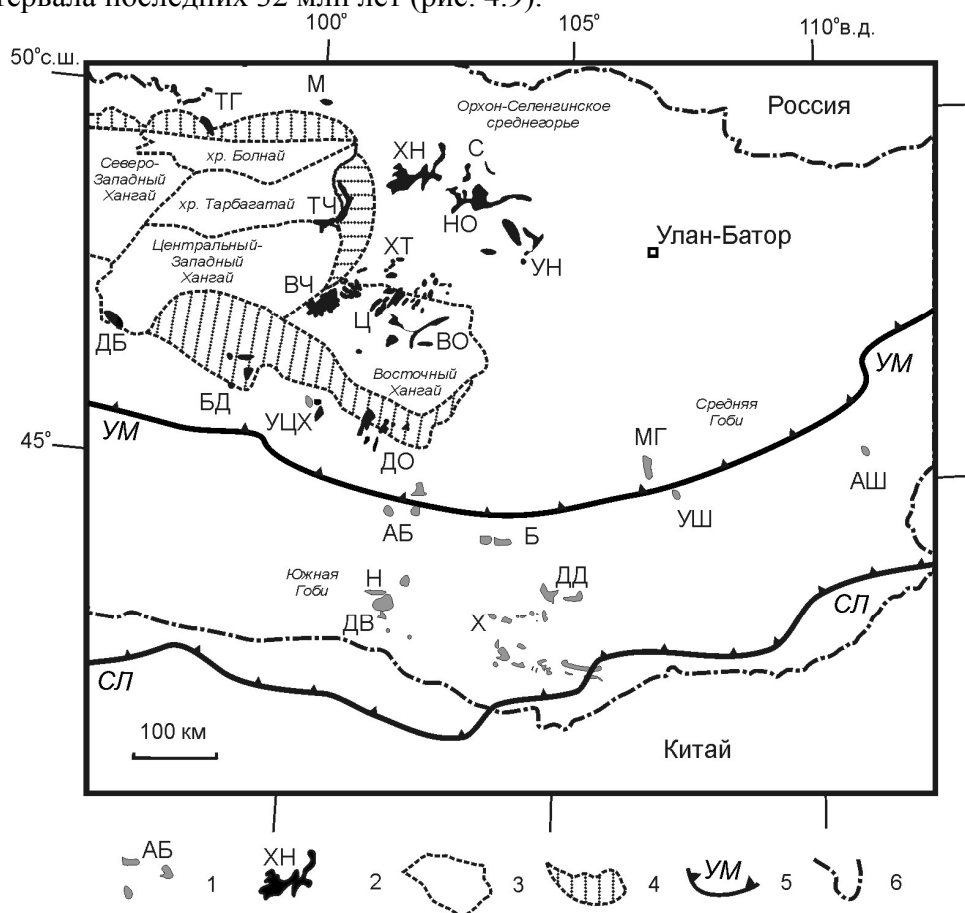


Рис. 4.9. Пространственное распределение вулканических полей позднего мела и кайнозоя в Центральной Монголии [38]. 1–2 – вулканические поля двух возрастных интервалов: 1 – 91–32 млн лет Гобийской системы (УЦХ – Улан-Цаб-Худукское, Б – Булганское, ДД – Даланзадгадское, МГ – Мандалгобийское, УШ – Ундэршилское, АШ – Алтан-Ширэ, АБ – Арц-Богдское, Н – Ноёнское, Х – Хурмэнское, ДВ – Дурвэлджин), 2 – <32 млн лет Хангайской системы (ДО – Долино-Озерское, БД – Байдарикское, ДБ – Дзабханское, М – Мурэнское, Ц – Цэцэрлэгское, ХТ – Хойт-Тамирское, ВО – Верхнеорхонское, ВЧ – Верхнечулутынское, ТЧ – Тарят-Чулутынское, УН – Угей-Нурское, НО – Нижнеорхонское, ХН – Хануйское, С – Селенгинское, ТГ – Тэсийн-Гольское); 3 – орогенная провинция; 4 – пограничная провинция орогена [19]; 5 – шов закрывшегося палеоокеана (УМ – Урало-Монгольского, СЛ – Солонкерского, шов монголо-охотской части Тихого палеоокеана огибает с юга и севера Хангайский ороген, на рис. не показан); 6 – государственная граница Монголии

Особенности пространственно-временной эволюции вулканизма Центральной Монголии отражены в вариациях концентраций калия и K/Na отношений [15].

Согласно принятой систематике [16; 57], магматические породы с отношением $K_2O/Na_2O > 1,0$ относятся к калиевой серии, $0,25 < K_2O/Na_2O < 1,0$ – к калинатровой, а с отношением $K_2O/Na_2O < 0,25$ – к натровой. За исключением особых случаев (см., например, [27]), породы, содержащие лейцит, санидин и слюду в основной массе или фенокристаллах, относятся к калиевой серии. Эта группа пород часто имеет геохимические показатели примитивных мантийных выплавов из перидотитов (т. е. высокие значения магнезиального числа $Mg\# = 100 \times Mg/(Mg+Fe^{2+})$, с корректировкой $Fe^{3+} = 0,15 Fe_{общ.}$, а. к., высокие концентрации Ni, Cr). Породы с $K_2O/Na_2O > 2$, $K_2O > 3$ мас. % и $MgO > 3$ мас. % относятся к ультракалиевым. При петрохимических исследованиях пород переходного состава между калиевой и калинатровой сериями применяются термины «высококалиевый» и «умереннокалиевый». Такой подход в классификации пород учитывает только концентрации калия [68].

Отношение K_2O/Na_2O (мас.% / мас.%) используется в качестве основного критерия отнесения магматических пород к калиевой и калинатровой сериям и концентрации калия (оксида калия) (мас. %) в качестве дополнительного показателя выделения переходных петрогенетических групп между сериями. На диаграмме K – K_2O/Na_2O лавы Цэцэрлэгского вулканического поля Центральной Монголии образуют тренд возрастания калия от 1,0 до 2,0 мас. % с повышением K_2O/Na_2O от 0,37 до 0,80. Лавы западной части Угей-Нурского вулканического поля отличаются более высокой концентрацией калия (2,8–4,3 мас. %) с интервалом K_2O/Na_2O 0,9–1,7. Составы базальтов Цэцэрлэгского и Угей-Нурского полей представительны, соответственно, для умеренно- и высококалиевых серий Центральной Монголии. Породы других вулканических полей принадлежат к высоко- или умереннокалиевой группам, а частично представлены «сквозными» сериями с широкими вариациями K и K_2O/Na_2O . Примером серии последнего типа служат четвертичные лавы Тарят-Чулутынского вулканического поля. Умереннокалиевая часть их тренда соответствует составу лав Цэцэрлэгского поля, а высококалиевая характеризуется сравнительно низким отношением K_2O/Na_2O в интервале 0,8–1,0. С учетом распределения пород на вулканических полях Центральной Монголии, выделяются высоко- и умереннокалиевые группы по граничной концентрации $K = 2,3$ мас. % (рис. 4.10).

Рубеж ~ 90 млн лет назад обозначен сменой высококалиевых лав умереннокалиевыми в районе хр. Арц-Богд Южной Гоби. Высокое содержание калия ($K = 3,35$ мас. %) и высокое калинатровое отношение

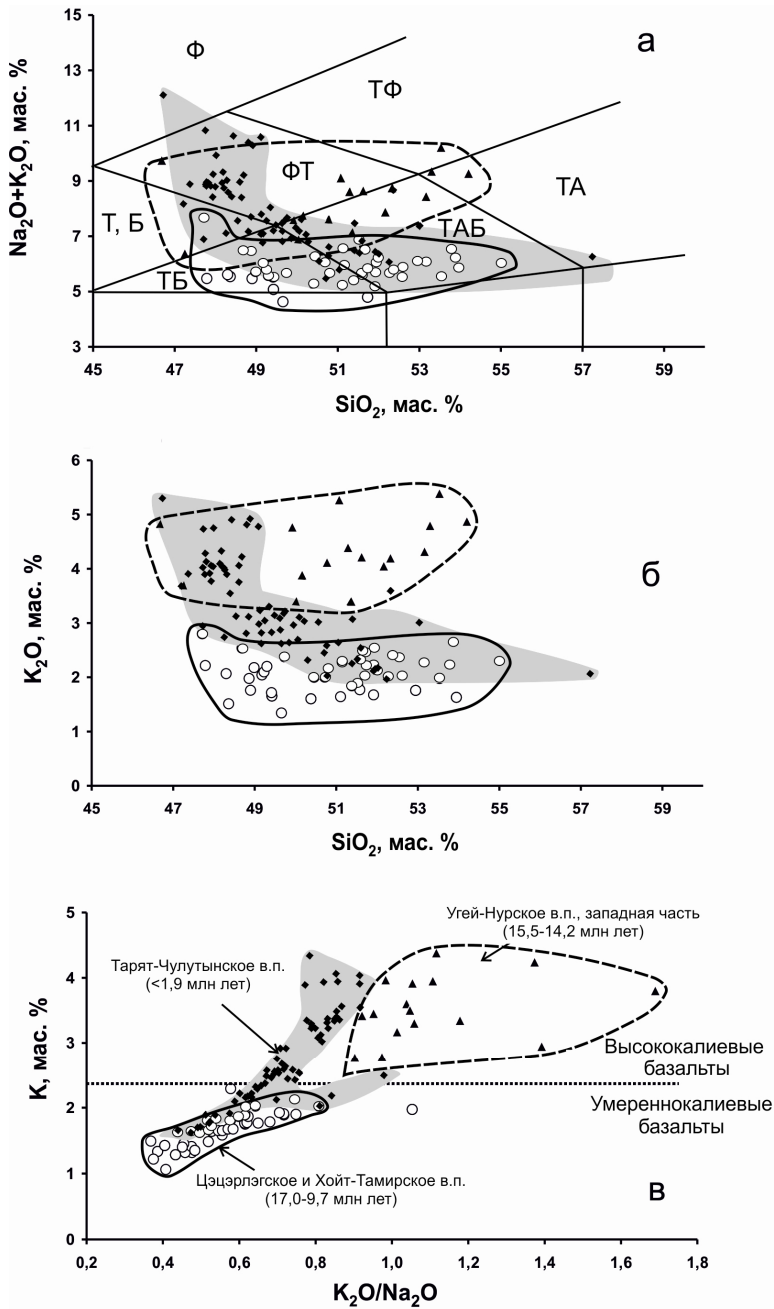


Рис. 4.10. Соотношения $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (а), $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (б) и $\text{K} - \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (в) в умеренно- и высококалийевых лавах Центральной Монголии. Нанесены представительные составы групп умеренно- и высококалийевых лав, представленных, соответственно, на Цэцэрлэгском и Угей-Нурском полях. Первая группа обнаруживает существенные вариации SiO_2 , вторая характеризуется сравнительно низким содержанием этого оксида в интервале 47–49 мас. %. Четвертичные лавы Тарят-Чулутынского поля образуют непрерывный спектр составов от умеренно- до высококалийевых. Классификационные поля USGS на диаграмме а [57]: породы нормальной щелочности (Б – базальт, АБ – андезибазальт, А – андезит), умеренной щелочности (ТБ – трахибазальт, ТАБ – трахиандезибазальт, ТА – трахиандезит), высокой щелочности (БЗ, Т – базанит, тефрит, ФТ – фонотефрит, ТФ – тефрифенолит, Ф – фойдит)

($K_2O/Na_2O = 1,2$) определено в латите, излившемся около 94 млн лет назад. Для латитов и ассоциирующихся с ними шошонитов и трахибазальтов характерны низкие содержания MgO (1,4–3,1 мас. %), высокие Ba/Sr (1,2–1,4), повышенные начальные изотопные отношения стронция (до 0,70533) и низкие – неодима (до 0,512250) [53]. Такие характеристики отражают происхождение расплавов из коровых источников. В позднемеловых лавах Южной Гоби, извергнутых во временном интервале 91–71 млн лет назад, измерены умеренные концентрации калия ($K = 1,4–1,7$ мас. %) при повышенных содержаниях MgO (до 8,5 мас. %), сравнительно низкие Ba/Sr (0,52–0,73), широкие диапазоны начальных отношений изотопов Sr и Nd – от обогащённых до обеднённых (относительно примитивный мантии) [32]. Эти характеристики сопоставляются с характеристиками кайнозойских лав, производных преимущественно мантийных источников [15].

По вариациям концентраций калия в течение позднего мела и всего кайнозоя различаются шесть временных интервалов вулканизма: 1) позднемеловой (91–71 млн лет назад), 2) палеоцен-среднеэоценовый (66–43 млн лет назад), 3) средне-позднеэоценовый (41–32 млн лет назад), 4) олигоцен-раннемиоценовый (31–21 млн лет назад), 5) миоценовый (20–11 млн лет назад) и 6) позднемиоценовый-четвертичный (<10 млн лет назад). Первые три интервала представляют собой события Гобийской вулканической системы, последние три – Хангайской (рис. 4.11).

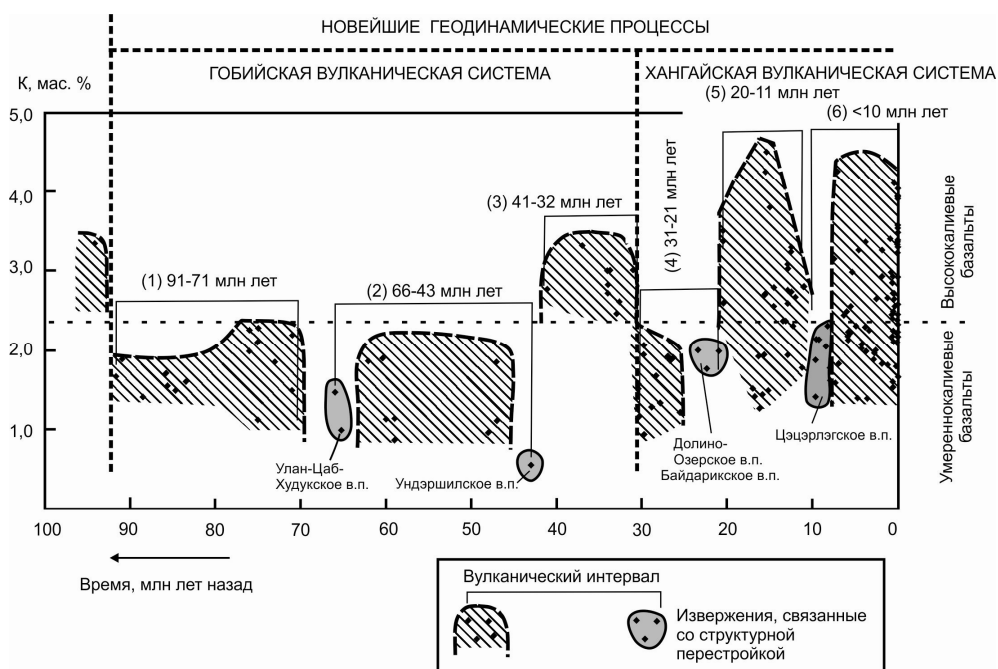


Рис. 4.11. Временные вариации калия в вулканических породах позднего мела и кайнозоя Центральной Монголии. Таблица датировок приведена в работе [15]. Нижнее ограничение новейших геодинамических процессов обозначено датировкой 94,4 ± 2,2 млн лет латита с содержанием $K = 3,35$ мас. % из района хр. Арц-Богд [53]

Рассредоточенный базальтовый магматизм палеоцена – среднего эоцена, умереннокалиевый по составу, был отделен от предшествовавшего и более позднего магматических интервалов эпизодами извержений базальтов 66–65 и ~ 43 млн лет назад с относительно низкой концентрацией калия (0,5–1,5 мас. %). Высококалиевые лавы начали извергаться с 41 млн лет назад. Группы высоко- и умереннокалиевых базальтов были частично разделены во времени.

Периодичность проявлений высоко- и умереннокалиевых лав с течением времени менялась. За фазой извержений высококалиевых лав хр. Арц-Богд ~ 19,6 млн лет назад через 4 млн лет следовали извержения лав ~ 15,6 млн лет назад с концентрацией калия ~ 2,7 мас. % на Долино-Озерском поле. Извержения на нем продолжались до 12,2 млн лет назад с относительным повышением калия до 3,3 мас. %, сопровождаясь извержениями лав Байдарикского поля интервала 13–11 млн лет назад с более высокой концентрацией калия (3,4–3,6 мас. %). На Байдарикском поле эта вулканическая фаза предварялась и сменялась фазами извержений умереннокалиевых лав, соответственно ~ 15,6 и ~ 7,0 млн лет назад, а на Угей-Нурском поле, наоборот, фаза извержений умереннокалиевых лав ~ 9,6 млн лет назад предварялась и сменялась фазами извержений высококалиевых лав, соответственно, 15,5–14,2 и ~ 7,4 млн лет назад. Подобным образом концентрации калия варьировали в противофазе в лавах хр. Восточный Хангай и Орхон-Селенгинского среднегорья. Извержениями умереннокалиевых базальтов на Улан-Цаб-Худукском, Цэцэрлэгском и Верхнечулутынском вулканических полях обозначились более длительные магматические квазипериоды порядка 7 млн лет (рис. 4.12).

Умереннокалиевый вулканизм Цэцэрлэгского поля продолжался с 17,0 до 9,7 млн лет назад при относительном повышении концентраций калия, согласованным во времени с началом высококалиевого вулканизма Долино-Озерского и Угей-Нурского полей 15,6–15,5 млн лет назад. Это вызвано эффектом наложения процессов высококалиевого магматизма на ход эволюции умереннокалиевых расплавов, что свидетельствует о частичной согласованности эволюции мантийных процессов с быстрым эпизодическим воспроизводством высококалиевых магм и замедленным, продолжительным – умереннокалиевых.

В интервале 10–2 млн лет назад временные вариации калия в базальтах Верхнечулутынского и Тарят-Чулутынского полей были согласованы между собой с квазипериодичностью 2,5 млн лет. На Тарят-Чулутынском поле эта квазипериодичность выражена в фазах извержений высококалиевых лав ~ 7,1 и 4,6–3,8 млн лет назад. На Верхнечулутынском поле высококалиевые лавы не известны. Лавы умереннокалиевого состава, излившиеся в интервале 9,6–8,0 млн лет назад, составляли вулканический цикл, предшествовавший извержениям Тарят-Чулутынского поля, а лавы интервалов 5,5–4,0 и 2,6–2,1 млн лет назад обозначали финальные фазы извержений с минимальными концентрациями калия

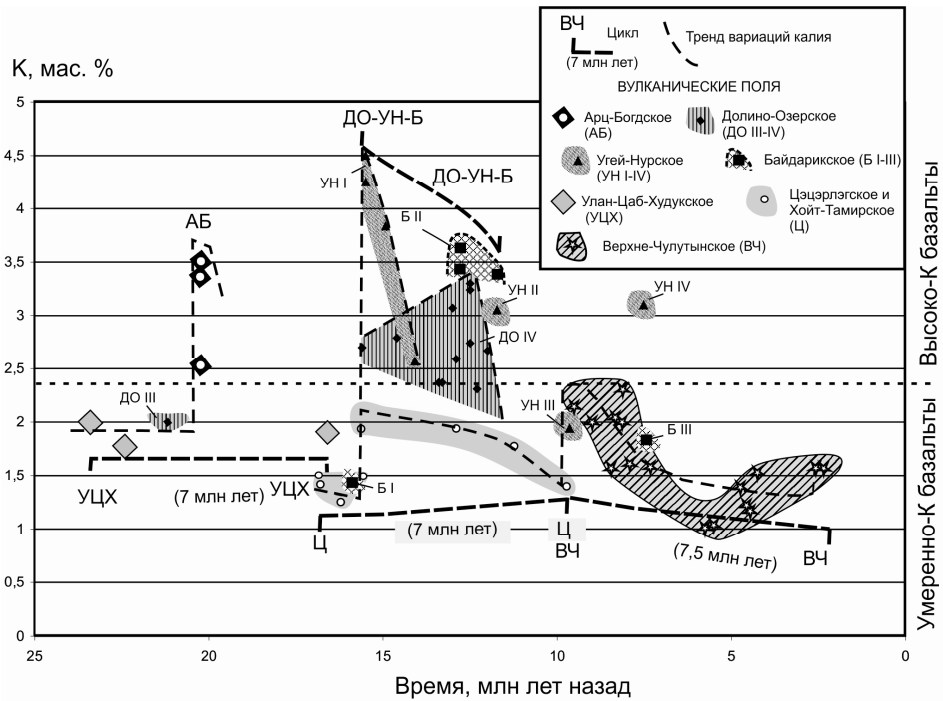


Рис. 4.12. Соотношения извержений высоко- и умереннокалиевых лав Центральной Монголии во временном интервале 23,4–2,1 млн лет назад. По датировкам пород разных вулканических полей обозначены циклы высоко- и умереннокалиевого магматизма с квазипериодичностью, соответственно, 4,5 и 7,0 млн лет. Из работы [15]

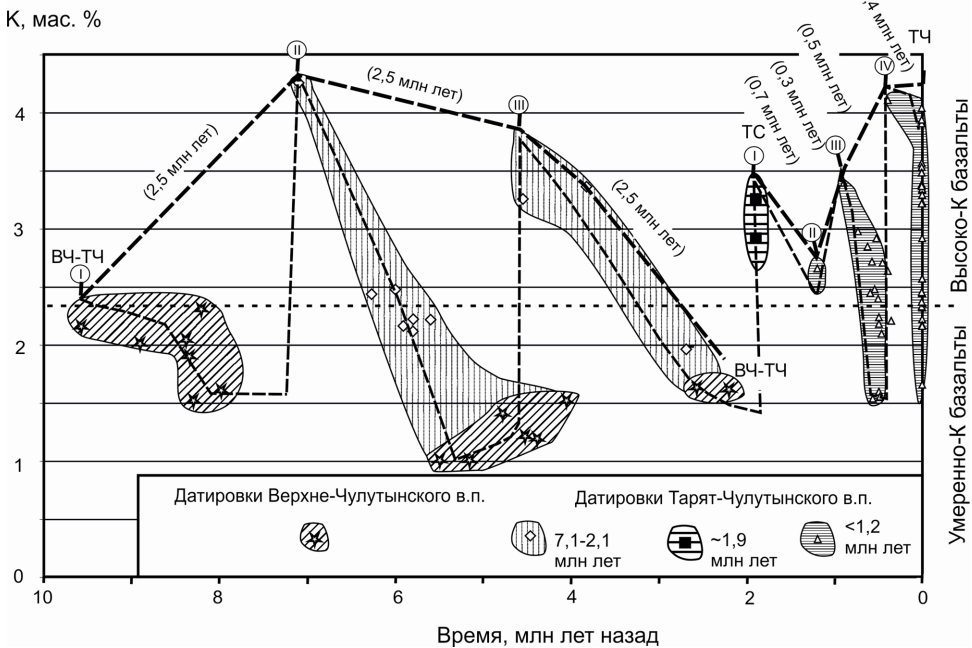


Рис. 4.13. Переход от извержений Верхнечулутынского и Тарят-Чулутынского вулканических полей в интервале 9,6–2,1 млн лет назад с согласованными циклическими вариациями калия в лавах (циклы I–III с квазипериодичностью 2,5 млн лет) к извержениям на Тарят-Чулутынском поле (циклы I–IV с квазипериодичностью 0,3–0,7 млн лет). Из работы [15]

двух других циклов. Квазипериодичность 2,5 млн лет характерна для вулканической деятельности в Байкальской рифтовой зоне и на континентальной окраине Восточной Азии [7; 34; 62]. В последние 2 млн лет извержения на Верхнечулутынском поле не возобновлялись, а фазы высококалийных извержений Тарят-Чулутынского поля выстраивались в четыре цикла с квазипериодичностью 0,3–0,7 млн лет. Два последних включали, кроме высококалийных, лавы умереннокалийного состава (рис. 4.13).

4.4. Обсуждение

Позднемеловые, ранне-среднекайнозойские и позднекайнозойские вулканические извержения распространялись от Южной Гоби до Хакасии в виде полосы общей протяженностью около 2 тыс. км при средней ширине порядка 500 км. Начальный вулканизм этого домена проявился в позднем мелу на окончаниях Хакасско-Гобийской вулканической полосы. Интервалу вулканизма в Хакасии 79–72 млн лет назад соответствовал интервал вулканизма в самой южной части Гоби 76–71 млн лет назад. Вулканизм смещался из Хакасии к югу, в Саяно-Хамардабанскую область, и из Южной Гоби к северу, в Хангай и Орхон-Селенгинское среднегорье (Хангайскую область). Магматические события в Западной Туве были ограничены интервалом 28–23 млн лет назад. При отсутствии событий ранне-среднего кайнозоя, вулканизм этого временного интервала оказался пространственно разбросанным с начальными вулканическими проявлениями Хакасии. Последующие позднекайнозойские извержения распространились в целом юго-восточнее. Между тем, позднемезозойские вулканические поля Южной Гоби пространственно перекрывались с ранне-среднекайнозойскими полями Средней Гоби, которые были промежуточным звеном при переходе к позднекайнозойским извержениям Хангая.

Пространственно-временное распределение вулканизма южной и центральной частей Саяно-Монгольского низкоскоростного домена объясняется в рамках модели его конвергентного очищения от стагнировавших палеослабовых фрагментов Гобийской и Хангайской систем (рис. 4.14). Компоненты палеослабовых фрагментов и надпалеослабовых областей идентифицированы в вулканических породах Центральной Монголии с использованием вариационных диаграмм K–La–Ta и изотопных отношений Sr и Nd [15].

Стагнировавшие палеослабовые фрагменты Гобийской системы образовались при закрытии Солонкерского и Урало-Монгольского палеоокеанов, а подобные фрагменты Хангайской системы – при закрытии Монголо-Охотской части Тихого. Вследствие конвергентной активизации палеослабовых фрагментов вулканические извержения начинались

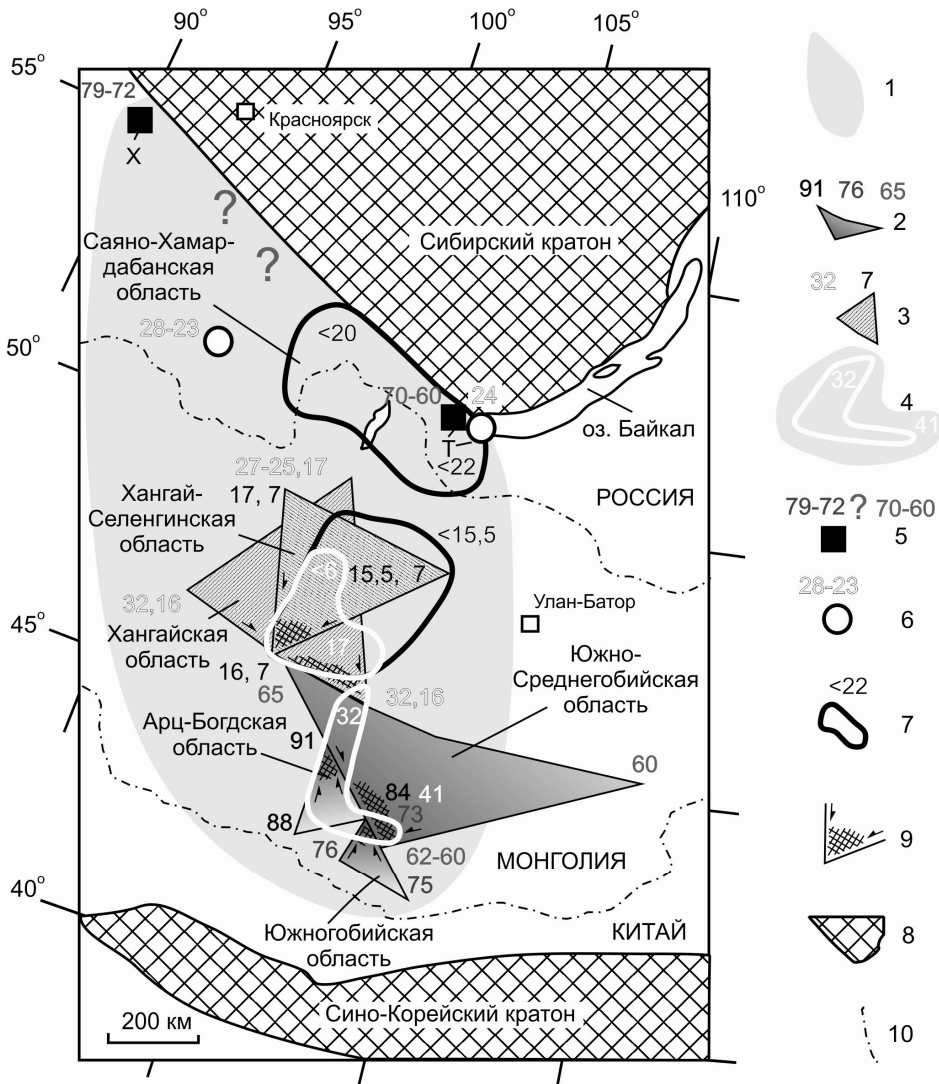


Рис. 4.14. Схема пространственно-временной эволюции магматических процессов в Саяно-Монгольском низкоскоростном домене [15]. 1 – контур Саяно-Монгольского низкоскоростного домена [49]; 2–3 – конвергентные магматические системы источников палеослэбовых фрагментов южной и центральной частей домена: 2 – Гобийская (обозначено время начального вулканизма трех фрагментов в млн лет назад), 3 – Хангайская (обозначено время начального вулканизма двух фрагментов); 4 – конвергентный магматизм из надпалеослэбовых источников обеих систем; 5–6 – малообъемные локальные проявления раннего вулканизма в северной части низкоскоростного домена: 5 – на Хакасском (X) и Тункинском (Т) полях с вулканизмом, синхронным вулканизму Южногобийской области (знаками вопроса подчеркивается отсутствие в Восточном Саяне вулканизма, синхронного вулканизму Южно-Среднегобийской области), 6 – на Западно-Тувинском (ЗТ) и Тункинском (Т) полях с вулканизмом, синхронным вулканизму Хангайской области; 7 – рифтогенный магматизм из литосферно-астеносферных источников, развивавшийся параллельно с конвергентным магматизмом Хангай-Селенгинской области и пространственно обособленный в Саяно-Хамардабанской области; 8 – угол начального погружения слэбового фрагмента, стрелками показано предполагаемое направление движения его края; 9 – архейский кратон; 10 – государственная граница Монголии с Россией и Китаем

одновременно (или почти одновременно) в областях треугольной формы со сторонами от 200 до 700 км. Затем вулканизм распространялся от одного из таких углов вдоль края треугольника. В первой половине позднего мела вулканизм получил развитие в Арц-Богдской области, во второй половине позднего мела – в Южногобийской, в палеоцене–эоцене – в Южно-Среднегобийской, в олигоцене–миоцене – в Хангайской, в среднем миоцене–квартере – в Хангай-Селенгинской.

В начальном вулканизме углов треугольной области отражался импульс дестабилизации стагнирующего палеослэбового фрагмента, а в последующем развитии вулканизма – опережающее затягивание вниз одного из его углов. Таким образом, реализовался механизм локального затягивания вниз, как это имеет место в настоящее время в активных флексурах Тихоокеанского слэба: Хоккайдо-Амурской и Хонсю-Корейской [62]. Магматические проекции треугольной формы устойчиво воспроизводились во времени, что свидетельствовало о последовательном проявлении однотипной глубинной динамики. Активизированный палеослэбовый фрагмент оказывал воздействие на соседний, вовлекая его в погружение «по принципу домино».

В первой половине позднего мела обозначилась Арц-Богдская треугольная область с углами начального вулканизма палеослэбовых источников 91 млн лет назад (хр. Арц-Богд), 88 млн лет назад (г. Дурвэлджин) и 84 млн лет назад (хр. Хурмэн). Затягивался вниз северный угол палеослэбового фрагмента (хр. Арц-Богд) под влиянием коллизионных событий, происходивших между дугой Кохистан и Азией.

Во второй половине позднего мела, в интервале 76–73 млн лет назад, активизировался Южногобийский треугольный палеослэбовый фрагмент. Как и в случае с Арц-Богдским фрагментом, погружение началось от северного угла, который находился в контакте с погружившимся прежде Арц-Богдским фрагментом. Южно-Среднегобийская область примыкала к северо-восточной стороне палеослэбового фрагмента Южногобийской области и была отчетливо выражена угловыми начальными вулканическими эпизодами 66–65 млн лет назад (Улан-Цаб-Худук), 62–60 млн лет назад (Даланзадгад) и ~ 60? млн лет назад (Алтан-Ширэ). Преимущественное погружение южного угла Южно-Среднегобийского палеослэбового фрагмента было спровоцировано предшествующим погружением соседнего юго-восточного угла Южногобийского фрагмента и сопровождало Индо-Азиатскую конвергенцию.

Хангайская область представлена двойным проявлением начального углового вулканизма 32, 16 млн лет назад (Дзабхан и Долина Озер) и 27–25, 17 млн лет назад (Мурэн). В интервале 32–21 млн лет назад вулканизм развивался вдоль стороны треугольника Дзабхан – Долина Озер, а затем, 17–16 млн лет назад, распространился вдоль стороны Долина Озер – Мурэн. Хангайский палеослэбовый фрагмент был вовлечен в юго-восточное погружение соседним Южно-Среднегобийским фраг-

ментом. Начальная активизация южной (Дзабхан-Долиноозерской) границы Хангайского палеослэбового фрагмента в интервале 32–21 млн лет назад была согласована с крупномасштабными экструзивными движениями Восточной и Юго-Восточной Азии в восточном и юго-восточном направлениях [36]. Около 17–15 и 7,5–7,0 млн лет назад было спровоцировано погружение еще одного (Хангай-Селенгинского) палеослэбового фрагмента, нисходящее движение юго-западного угла которого выразилось в параболическом пространственном распределении вулканических полей.

Надпалеослэбовый магматизм был выражен слабо над активными Арц-Богдским и Южногобийским фрагментами, но затягивание вниз этих фрагментов вместе с Южно-Среднегобийским способствовало активизации между ними надпалеослэбовой зоны с высококалийевым магматизмом во временном интервале 41–31 млн лет назад. Ранний магматизм этого типа проявился в даланзадгадской части сочленения всех трех фрагментов, а поздний – в долиноозерской части сочленения Южно-Среднегобийского и Хангайского. Генерация высококалийевого магматизма и его смещение в эоцене–олигоцене явилось отражением последовательной активизации этих зон сочленения.

Более позднее развитие надпалеослэбового магматизма определялось погружением Хангайского фрагмента и сопряженного с ним Хангай-Селенгинского. Сначала, 17 млн лет назад, надпалеослэбовые процессы активизировались под центральной частью Восточного Хангая, а позже, около 6 млн лет назад, распространились под Тарят-Чулутынское поле. На фоне сопряженного погружения этой пары палеослэбовых фрагментов получил развитие литосферно-астеносферный (дивергентный) магматизм последних 15,5 млн лет [15].

Итак, Гобийская палеослэбовая система была активной в интервале 91–32 млн лет назад, Хангайская – с 32 млн лет назад до настоящего времени. Переход активности от одной системы к другой сопровождался развитием высококалийевого надпалеослэбового магматизма временного интервала 41–32 млн лет назад. Этот интервал характеризовал состояние перестройки Гобийской системы с ее вырождением, длившимся порядка 10 млн лет. Окончательная потеря активности Гобийской системы ~ 32 млн лет назад сменилась активностью Хангайской системы.

Во временном интервале 32–31 млн лет назад высококалийевые лавы Арц-Богдского поля извергались одновременно с умереннокалийевыми свиты шандгол Долино-Озерского поля, располагавшегося в это время на северо-западном продолжении активной части магистральной зоны высококалийевых базальтов (рис. 4.15). Калий-аргоновые и аргон-аргоновые датировки умереннокалийевых лав Долино-Озерского поля составляют общий интервал извержений 32–21 млн лет назад. В этот же интервал попадают датировки умереннокалийевых лав Улан-Цаб-Худукского и Дзабханского полей, трассирующих вместе с Долино-

Озерским полем Дзабхан-Долиноозерскую зону. Левосторонние сдвиговые смещения в этой зоне сопровождались синкинематическим внедрением эшелонированной системы даек, пространственно связанной со свитой шандгол [36].

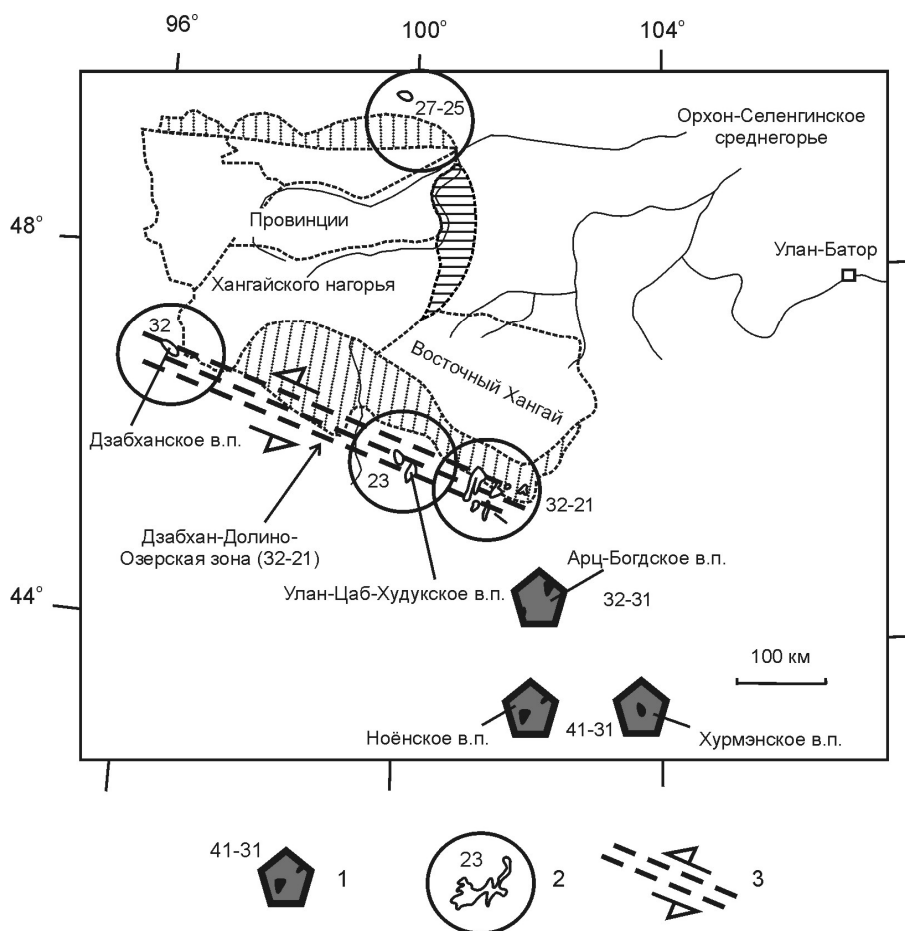


Рис. 4.15. Пространственно-временной переход от заключительной фазы активности Гобийской палеослэбовой системы к начальной фазе активности Хангайской со сменой извержений высококальциевых лав из надслэбовых источников умереннокальциевыми из источников слэбового типа. Границы орогенных провинций Хангай приведены по работе [19]. 1–2 – время активизации высококальциевого (1) и умереннокальциевого (2) вулканизма; 3 – активная сдвиговая зона [36]

Дестабилизация Гобийской палеослэбовой системы выразилась сначала в метастабильном состоянии Арц-Богдского фрагмента, затем – Южногобийского и, наконец, Южно-Среднегобийского. Каждый фрагмент погружался с уровня Саяно-Монгольского домена в его основание, приобретая стабильность. Надпалеослэбовый магматизм временного интервала 41–32 млн лет назад отражал остаточные магомгенерирующие процессы, развивавшиеся над зонами сочленения уже стабилизированных (или почти стабилизированных) фрагментов (рис. 4.16).

палеослэбового материала распадался на блоки небольших размеров (с поперечником десятки, возможно, первые сотни километров). Процесс распада выявлен в скоростном разрезе MOBAL–2003. Слой повышенных скоростей разрушается с разделением его на отдельные опускающиеся блоки и обособлением надблоковых низкоскоростных линз. Смена динамики в Хангайской системе привела к развитию локальных глубинных процессов, повлекших за собой рифтогенное преобразование литосферы с ее утонением. При растяжении и утонении литосферы с ее плавлением под Орхон-Селенгинским среднегорьем процесс очищения низкоскоростного домена не реализовался.

4.5. Заключение о согласованности конвергентного вулканизма Центральной Монголии с глобальным выражением новейшего геодинамического этапа

Из обзора геологической структуры суперконтинента Евразия следует вывод о важнейшей роли в его образовании процессов конвергенции, происходивших на фоне закрытия палеоокеанов позднего докембрия и фанерозоя. При наращивании его массы в мантию погружались многочисленные океанические слэбы с юга и востока. Стагнирующие палеослэбовые фрагменты выявлены сейсмической томографией на разных мантийных уровнях в виде высокоскоростных неоднородностей, пространственно сопряженных с низкоскоростными. Ко времени новейшей активизации вся мантия представляла собой «кладбище» стагнирующих слэбов.

Под территорией Внутренней Азии могли сохраниться стагнирующие слэбовые фрагменты и надслэбовые области закрывшихся палеоокеанов: Солонкерского, Урало-Монгольского и Монголо-Охотского залива Тихого. В моделях сейсмической томографии с высоким разрешением под вулканическими полями Центральной Монголии и сопредельной части юга Сибири установлены низкоскоростные аномалии интервала глубин 50–200 км, а на более глубоких уровнях определены высокие скорости. Между тем, под обширной территорией Забайкалья низкие скорости зафиксированы до переходной зоны мантии. По характеру пространственного распределения сейсмических волн под Азией различаются два крупных уплощенных (линзовидных) низкоскоростных домена: Саяно-Монгольский (глубина 50–200 км) и Забайкальский (глубина 200–410 км).

На территории Центральной Монголии установлено начало новейших магматических процессов, совпавшее с точкой отсчёта новейшего этапа в глобальном выражении. Континентальный массив Евразии формировался при закрытии палеоокеанов позднего докембрия и окон-

чательно оформился в среднем и позднем фанерозое. Новейший геодинамический начинался в процессе закрытия палеоокеана Неотетис.

Установленный факт соответствия начала новейшего этапа в Центральной Монголии точке отсчёта глобального выражения новейшего этапа свидетельствует о тесной связи магматических событий этой территории с глобальными процессами конвергенции и позволяет рассматривать эти магматические события в качестве представительных для новейшей геодинамической эволюции последних 90 млн лет, в ходе которой установлена важнейшая роль рубежей ~ 66, 40–37, ~ 32 и 17–15 млн лет назад. Происходившие глобальные изменения, за исключением рубежа ~ 32 млн лет назад, запечатлены в морских записях изотопов Sr.

В качестве основного фактора эволюции вулканизма Центральной Монголии предполагается действие механизма локального затягивания вниз палеослэбовых фрагментов, находившихся в состоянии стагнации со времени закрытия Солонкерского, Урало-Монгольского палеоокеанов и Монголо-Охотского залива Тихого, активизированных в позднем мелу и кайнозое вследствие внутриплитной аккомодации процессов конвергенции. От высокоскоростных слэбовых фрагментов очищались южная и центральная части Саяно-Монгольского низкоскоростного домена глубинного интервала 50–200 км. Эволюция вулканизма объясняется последовательной активизацией двух палеослэбовых систем: Гобийской и Хангайской. Первая была активной в интервале 91–31 млн лет назад, вторая – с 32 млн лет назад до настоящего времени. Переход активности от Гобийской системы к Хангайской сопровождался высококалиевым надпалеослэбовым магматизмом временного интервала 41–32 млн лет назад, который характеризовал финальное развитие Гобийской палеослэбовой системы.

Влияние межплитного взаимодействия на новейшую активизацию Азии обосновано исходя из закономерностей пространственно-временного распределения лав калиевой и калинатровой серий. Магматизм Центральной Монголии развивался согласованно с магматизмом Тибета во временных интервалах дрейфа Кохистанской энсиматической дуги и ее столкновения с континентальной окраиной Азии (91–71 млн лет назад), Индо-Азиатской коллизии (66–32 млн лет назад) и постколлизийной конвергенции (41–21, 20–10, 10–2 и <2 млн лет назад).

В конвергентной активизации стагнировавших палеослэбовых фрагментов Гобийской системы проявились длинные (10–20 млн лет) квази-периоды вулканической эволюции во временном интервале 90–31 млн лет назад. В конвергентной активизации Хангайской системы палеослэбовых фрагментов, начавшейся 32 млн лет назад и сопровождавшейся переходом к дивергентной эволюции, проявилась подобная 10-миллионная цикличность, но усложненная циклами 2,5 млн лет. На четвертичном этапе конвергентные и дивергентные процессы входили во взаимный резонанс с более частыми квази-периодами 0,3–0,7 млн лет.

Логика объединения в рамках новейшего геодинамического этапа процессов активизации Гобийской и Хангайской систем палеослабых фрагментов исходит из взаимосвязанного характера эволюции этих систем. Активность последней системы была инициирована активностью первой. Без начального импульса Южно-Среднегобийского палеослабых фрагмента Гобийской системы, Хангайский палеослабый фрагмент не мог активизироваться. В медленном характере вулканической цикличности отразилась инертность начального конвергентного запуска палеослабых фрагментов Гобийской системы, а последующее ускорение вулканической цикличности явилось следствием наложенных дивергентных процессов, осложнивших активизацию палеослабых фрагментов Хангайской системы. Резко выраженный резонансный конвергентно-дивергентный геодинамический импульс современной мантии Центральной Азии получил развитие после структурной перестройки временного интервала 0,6–0,4 млн лет назад (главы 9 и 10).

Около 90 млн лет назад корово-мантийный магматизм Азии сменился преимущественно мантийным и одновременно в океанской воде стал растворяться в основном коровый материал с высоким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Казалось бы, возникает противоречие между сменой магматизма в Азии от корово-мантийного к преимущественно мантийному и морскими записями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Заметим, однако, что смена магматизма, установленная ~ 90 млн лет назад для Азии, характеризует лишь небольшую часть глобального процесса. Речь идёт о «внутриплитном» магматизме, существенно уступающем по объёму «межплитному» и составляющем не более 10 %, включая крупные магматические провинции. Для понимания роли геодинамической смены, произошедшей ~ 90 млн лет назад, и развития последующих событий необходимо проведение дальнейшего всестороннего анализа пространственно-временной эволюции магматизма и тектонических движений в континентальных и океанических структурах.

Список литературы

1. Богатиков О. А. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: новая серия / О. А. Богатиков, В. И. Коваленко, Е. В. Шарков. – М. : Ин-т геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, 2010. – 606 с.
2. Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое / В. С. Буртман. – М. : ГЕОС, 2006. – 216 с. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 570.)
3. Возраст бимодального и щелочно-гранитного магматизма Гоби-Тяньшаньской рифтовой зоны / А. М. Козловский [и др.] // Петрология. – 2005. – Т. 13, № 2. – С. 218–225.
4. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии / А. Н. Диденко [и др.] // Геология и геофизика. – 1994. – № 7–8. – С. 59–75.
5. Геохимические особенности древних офиолитов Шарьжалгайского выступа / Д. П. Гладкочуб [и др.] // Геохимия. – 2001. – № 10. – С. 1039–1051.
6. Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, Запад США / С. В. Рассказов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 1. – С. 15–43.

7. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000. – 288 с.
8. Гордиенко И. В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана / И. В. Гордиенко // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1294–1304.
9. Гусев Г. С. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) / Г. С. Гусев, В. Е. Хаин // Геотектоника. – 1995. – № 5. – С. 68–82.
10. Зоненшайн Л. П. Палеогеодинамика / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин. – М. : Наука, 1992. – 192 с.
11. Зоненшайн Л. П. Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. / Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, Л. М. Натапов. – М. : Недра, 1990. – 334 с.
12. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам / В. В. Мордвинова [и др.] // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 21–32.
13. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li–F гранитоидов / В. И. Коваленко [и др.] // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 4. – С. 401–429.
14. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология / В. И. Коваленко [и др.] // Петрология. – 2003. – Т. 11, № 2. – С. 164–178.
15. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 351 с.
16. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук : пер. с англ. – М. : Недра, 1997. – 248 с.
17. Коваленко В. И. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) / В. И. Коваленко, А. А. Масаковский, В. В. Ярмолюк // Геотектоника. – 1983. – № 6. – С. 13–29.
18. Коваленко Д. В. Палеомагнетизм позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских геологических комплексов Монголии // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 4. – С. 496–515.
19. Корина Н. А. Хангайское нагорье / Н. А. Корина // Геоморфология Монгольской народной республики. Совместная Советско-Монгольская науч.-исслед. экспедиция : труды. – М., 1982. – Вып. 28. – С. 87–108.
20. Костицын Ю. А. Хайламинский и Арысканский массивы щелочных гранитов В. Саян: время и условия формирования по данным Rb–Sr изотопных и геохимических исследований / Ю. А. Костицын, Е. Н. Алтухов // Геохимия. – 2004. – № 3. – С. 243–253.
21. Костицын Ю. А. Устойчивость Rb–Sr изотопной системы магматических горных пород к наложенным процессам / Ю. А. Костицын, А. Ю. Петрова // Геохимия. – 2004. – № 8. – С. 826–834.
22. Кристаллические комплексы нижнего докембрия Дзабханского микроконтинента Центральной Азии: возраст, источники, тектоническая позиция / И. К. Козаков [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2007. – Т. 15, № 2. – С. 3–24.
23. Кулаков И. Ю. Геодинамические процессы в коре и верхней мантии Земли по результатам региональной и локальной сейсмотомографии : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / И. Ю. Кулаков. – Новосибирск, 2007. – 33 с.
24. Леви К. Г. Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ / К. Г. Леви, С. И. Шерман, В. А. Саньков // Геотектоника. – 2009. – № 2. – С. 78–93.

25. *Логачев Н. А.* О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири / Н. А. Логачев, С. И. Шерман, К. Г. Леви // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. – Новосибирск : Наука, 1981. – С. 12–20.
26. *Макаров В. И.* Монголия – внутриконтинентальная область преобладания сдвиговых перемещений / В. И. Макаров, В. Г. Трифионов // Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. – М. : Наука, 1988. – С. 235–275.
27. *Махоткин И. Л.* Лейцит в калиево-натриевых щелочных базальтоидах Бартойских вулканов (Западное Забайкалье) / И. Л. Махоткин, В. А. Кононова // Докл. АН СССР. – 1985. – Т. 280, № 4. – С. 977–982.
28. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л. М. Парфенов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 2. – С. 7–41.
29. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / отв. ред. А. Ф. Грачев. – М. : ИОФЗ, 2000. – 487 с.
30. *Парфенов Л. М.* Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса / Л. М. Парфенов, Л. И. Попеко, О. Томуртоого // Тихоокеанская геология. – 1999. – Т. 18, № 5. – С. 24–43.
31. Позднемезозойская бимодальная щелочная вулканическая ассоциация Западного Забайкалья и возраст ее формирования: геологические и геохронологические (Rb–Sr и K–Ar) данные / А. А. Воронцов [и др.] // Докл. АН. – 1999. – Т. 369, № 2. – С. 220–224.
32. Позднемеловой – раннекайнозойский след Южно-Хангайской горячей точки мантии / В. В. Ярмолук [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 1. – С. 3–31.
33. Позднепалеозойские субщелочные и редкометалльные гранитоиды юго-восточной части Восточного Саяна (геохимические характеристики и Rb–Sr-изотопная систематика) / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1133–1144.
34. *Рассказов С. В.* Ритмы позднекайнозойского вулканизма юго-восточной части Евразийской плиты / С. В. Рассказов // Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. – М., 2002. – Т. 3 : Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий. – С. 184–189.
35. *Рассказов С. В.* Рудные свинцы Гарганского блока и южного края Сибирского кратона: параметры сопряженной модели Холмса – Хаутерманса и конкордии-дискордии / С. В. Рассказов, С. Б. Брандт // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2009. – Т. 2, № 1. – С. 127–143.
36. *Рассказов С. В.* Структурные признаки синкинематической эволюции средне-позднекайнозойского вулканизма Центральной Монголии / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии : материалы совещания. – Иркутск, 2007. – Т. 2. – С. 90–97.
37. *Рассказов С. В.* Радиоизотопные методы хронологии геологических процессов : учеб. пособие / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова. – Иркутск : Иркут. ун-т, 2012. – 300 с.
38. *Рассказов С. В.* Глобальное и региональное выражение новейшего геодинамического этапа / С. В. Рассказов, И. С. Чувашова // Бюл. МОИП. Сер. геол. – 2013. – № 4.
39. *Рассказов С. В.* Пространственно совмещенный мезозойский и кайнозойский вулканизм бассейна р. Джиды (Западное Забайкалье) / С. В. Рассказов, А. С. Батырмурзаев, Ш. А. Магомедов // Геология и геофизика. – 1992. – № 4. – С. 30–37.
40. *Рассказов С. В.* Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий Байкальской рифтовой системы с событиями на юго-востоке Евразийской плиты / С. В. Рассказов, Н. А. Логачев, А. В. Иванов // Геотектоника. – 1998. – № 4. – С. 25–40.

41. Редкометалльные литий-фтористые граниты, онгониты и топазиты Южного Прибайкалья / В. С. Антипин [и др.] // Петрология. – 1999. – Т. 7, № 2. – С. 141–155.
42. Роль кратонного раздела Леман в кайнозойской динамике верхней мантии Центральной Азии: интерпретация моделей скоростей сейсмических волн в свете пространственно-временной эволюции вулканизма / С. В. Рассказов [и др.] // Фундаментальные проблемы геотектоники : тез. докл. XL Тектонического совещания. – М., 2007. – С. 126–129.
43. Рост коры и геологическая эволюция Байдарикского блока, Центральная Монголия: данные Sm–Nd изотопной систематики / И. К. Козаков [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 3. – С. 240–248.
44. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношения с оруденением / Д. А. Лыхин [и др.] // Геология рудных месторождений. – 2001. – Т. 43, № 1. – С. 52–70.
45. Тектоника Монгольской Народной Республики : карта / ред. А. Л. Яншин. – М. : Наука, 1974.
46. Типы магм и их источники в истории Земли. Часть 2. Редкометалльный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования / В. И. Коваленко [и др.]. – М. : ИГЕМ РАН, 2006. – 280 с.
47. Трифонов В. Г. Неотектоника Евразии / В. Г. Трифонов. – М. : Научный мир, 1999. – 254 с.
48. Ярмолюк В. В. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе / В. В. Ярмолюк, В. И. Коваленко // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 12. – С. 1305–1320.
49. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
50. Age, geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis of Teru volcanics, Northern Kohistan terrane, Pakistan / S. D. Khan [et al.] // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 393. – P. 263–280.
51. Bijwaard H. Closing the gap between regional and global travel time tomography / H. Bijwaard, W. Spakman, E. R. Engdahl // J. Geophys. Res. – 1998. – Vol. 103. – P. 30055–30078.
52. Engebretson D. C. Relative motion between oceanic plates of the Pacific basin / D. C. Engebretson, A. Cox, R. G. Gordon // J. Geophys. Res. – 1984. – Vol. 89, N B12. – P. 10291–10310.
53. Enkhtuvshin H. A petrological study on the Late Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks of the Mongolian Plateau / H. Enkhtuvshin. – Master thesis. Shimane University, 1995. – 119 p.
54. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new paleomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia / V. A. Kravchinsky [et al.] // Geophys. J. Int. – 2002. – Vol. 148. – P. 34–57.
55. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic / J. Golonka // Tectonophysics. – 2004. – Vol. 381. – P. 235–273.
56. Koulakov I. Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of P and PP travel times / I. Koulakov, N. Bushenkova // Tectonophysics. – 2010. – Vol. 486. – P. 81–100.
57. Le Bas M. J. The IUGS systematics of igneous rocks / M. J. Le Bas, A. L. Streckeisen // J. Geol. Soc. London. – 1991. – Vol. 148. – P. 825–833.
58. Mantle contribution to crustal thickening during continental collision: Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet / X. Mo [et al.] // Lithos. – 2007. – Vol. 96. – P. 225–242.

59. Mezo- and Cenozoic tectonics of Central Asian Mountain Belt: effect of lithospheric plates interaction and mantle plumes / N. L. Dobretsov [et al.] // Intern. Geol. Rev. – 1996. – Vol. 38. – P. 430–466.
60. *Molnar P.* Mio-Pliocene growth of the Tibetan Plateau and evolution of East Asian climate / P. Molnar // Paleontologia Electronica. – 2005. – Vol. 8, issue 1. 2A 23 p.
61. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine / P. Tapponnier [et al.] // Geology. – 1982. – Vol. 10. – P. 611–616.
62. *Rasskazov S.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi. – Tohoku University, Japan, 2006. – CNEAS Monograph Series N 21. – 156 p.
63. *Rasskazov S. V.* Radiogenic isotopes in geologic processes / S. V. Rasskazov, S. B. Brandt, I. S. Brandt. – Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, N. Y., 2010. – 306 p.
64. *Sengör A. M.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / A. M. Sengör, B. A. Natal'in // The tectonic evolution of Asia / eds. A. Yin, M. Harrison. – Cambridge : Cambridge University Press, 1996. – Vol. 21. – P. 486–640.
65. Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia / R. A. Beck [et al.] // Nature. – 1995. – Vol. 373. – P. 55–58.
66. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India–Eurasia collision / D. M. Worrall [et al.] // Tectonics. – 1996. – Vol. 15. – P. 813–826.
67. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications / E. V. Khain [et al.] // Earth Planet Sci Letters. – 2002. – Vol. 199. – P. 311–325.
68. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models / S. F. Foley [et al.] // Earth-Sci. Rev. – 1987. – Vol. 24. – P. 81–134.
69. *Tseden T.* Introduction to geology of Mongolia / T. Tseden, S. Murao, D. Dorjgotov // Bulletin of the Geol. Survey of Japan. – 1992. – Vol. 43, № 12. – P. 735–744.
70. *Yanovskaya T. B.* 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T. B. Yanovskaya, V. M. Kozhevnikov // Phys. Earth and Planet. Inter. – 2003. – Vol. 138. – P. 263–278.
71. *Zonenshain L. P.* Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia / L. P. Zonenshain, L. A. Savostin // Tectonophysics. – 1981. – Vol. 76. – P. 1–45.

Глава 5

ЛАТЕРАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ КОНВЕРГЕНЦИИ И ДИВЕРГЕНЦИИ: ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ИСТОЧНИКОВ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ТЯНЬ-ШАНЕ

Подобно Центральной Монголии, во фронте аккомодации Индо-Азиатской конвергенции находилась территория Тянь-Шаня [16]. В обоих случаях вулканизм получил развитие в областях закрытия палеоокеанов севернее жестких литосферных массивов: Северо-Китайского и Таримского. Если пространственно-временная эволюция вулканизма первой территории последних 66 млн лет была отчетливо согласована с пространственно-временной эволюцией вулканизма на восточном синтаксисе Гималайско-Тибетской горной системы [8], вулканизм второй территории был ограничен мел-палеогеновым временным интервалом 122–46 млн лет назад и пространственно соответствовал ее западному синтаксису. Был ли согласован вулканизм западного синтаксиса Гималайско-Тибетской горной системы и Тянь-Шаня – остается неясным.

Неоднократно подчеркивался различный характер деформаций и распространения вулканизма на восточном и западном синтаксисах, поэтому можно ожидать и неодинаковую аккомодацию процессов конвергенции в их фронтальных частях. Для выяснения специфики глубинной конвергентной динамики Тянь-Шаня, в настоящей главе мы приводим результаты сравнительных изотопно-геохимических исследований мел-палеогеновых вулканических и субвулканических пород Северного – Среднего и Южного Тянь-Шаня [10].

5.1. Результаты исследований и гипотезы

Мел-палеогеновые вулканические слои Тянь-Шаня залегают в составе красноцветной сулутерекской свиты, фиксирующей пенеплен [20]. Наряду с лавами, мел-палеогеновый комплекс включает некки, дайки и силлы [7; 18].

Вулканические и субвулканические породы интерпретировались как производные мантийного плюма [5] или малого плюма [48]. Предполагалась связь вулканизма Тянь-Шаня в более широком контексте с траппами плато Декан [41]. Источники излившихся расплавов сопоставлялись с источниками базальтов океанических островов и Западного рифта Восточно-Африканской системы [48]. Подчеркивалась независимость вулканизма от развития современной структуры Тянь-Шаня и счи-

талось, что он проявился на «предрифтовом этапе». Приостановление гипотетически возможного рифтогенеза с прекращением вулканизма около 45 млн лет назад объяснялось начавшейся коллизией Индостанской и Евразийской плит [5]. Было установлено, что, хотя первые признаки коллизии Индостана и Азии проявились уже 66 млн лет назад, эффект Индо-Азиатского взаимодействия нашел яркое выражение только в позднекайнозойских деформациях Тянь-Шаня [16; 25; 27; и др.].

Между тем, обращалось внимание и на специфику геологического развития Тянь-Шаня [14, стр. 26]: «Региональное выравнивание первичного (палеозойского) рельефа повлекло, очевидно, определенную трансформацию всех глубоких слоев литосферы, в том числе выравнивание их разделов и изменение их прежней мощности. Ибо следует полагать, что кора позднепалеозойских горноскладчатых сооружений, как и современных, была толще и более дифференцирована по сравнению с корой платформенных территорий. В эпоху мезозой-раннекайнозойского выравнивания ее толщина достигала, вероятно, значений, близких расположенному севернее Казахстанскому эпипалеозойскому щиту (35–40 км), т. е. была на 20–25 км тоньше коры современного орогена и тоньше палеозойских кор. Если это так, то встает достаточно принципиальный вопрос о вкладе палеозойских и неотектонических структур и процессов в существующей ныне глубинной структуре литосферы Тянь-Шаня...».

Для Северного Тянь-Шаня сначала были опубликованы данные по концентрациям микроэлементов в породах вулканических покровов и субвулканических тел в районе оз. Иссык-Куль, на участках Учкудук, Карастек, Боом (Сулутерек), Торайгыр и Байламтал [5]. Затем были выполнены новые определения микроэлементов для пород Учкудук, Тоссор и Торайгыр, а также южной пограничной территории Киргизии западнее Таласо-Ферганского разлома (Ташкумыр) и северо-восточнее оз. Иссык-Куль (Кыргызсай, Койбын, Алакуль) [11; 41]. При $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировании выяснилось, однако, что группа тел, расположенных на территории северо-восточнее оз. Иссык-Куль, имеет домеловой возраст, соответственно, 312–305, 307 и 198–186 млн лет [42]. Имеющиеся датировки, полученные для пород Северного Тянь-Шаня этим методом [13; 41, 42; 48], не выходили за интервал 61–53 млн лет.

В лимбургитах (базанитах) гор Учкудук измерены сравнительно низкие содержания SiO_2 и щелочей при повышенных концентрациях MgO [5; 18]. В оливинах определен калиевый состав расплавных включений с отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,16\text{--}1,90$ (мас.% / мас.%), соответствующими шошонитам и калиевым базальтоидам. В базальтах Торайгыр и андезибазальтах Тоссор установлен калинатровый состав включений с высокой и низкой магнезиальностью ($\text{Mg}\# = 64\text{--}69$ и $37\text{--}48$, соответственно) [11]. При аналитических исследованиях пород разных участков с предварительной кислотной обработкой выявлено заметное искажение изотопных отношений стронция с повышением значений в результате

процессов выветривания. Обращалось внимание на сравнительно высокое $\text{Th}/\text{K}_2\text{O}$ (3,5–6,6) в лимбургитах Учкудук, характеризующее их происхождение из мантийного источника. Понижение этого отношения (до 2) с относительным возрастанием SiO_2 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в базальтах и андезибазальтах Торайгыр и Тоссор связывалось с вовлечением в плавление корового материала [39].

На юге Тянь-Шаня, во впадине Туюн (Китай), проявления щелочных вулканических пород известны с 1940-х гг. Субвулканические тела и вулканические покровы, варьирующие по составу от Ну-нормативных базальтов (габбро) до базанитов, датированы здесь $\text{K}-\text{Ar}$ и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами временным интервалом 122–46 млн лет [48]. Выявлено повышение щелочности с возрастанием отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ от 0,17 до 0,77 и снижением магнезиального числа ($\text{Mg}\# = \text{Mg}/\text{Fe}^{2+}$ при $\text{Fe}^{3+} = 0,15$, а. к.) от 70 до 42. Измерены узкие интервалы изотопных отношений свинца ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,268\text{--}18,504$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,517\text{--}15,638$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,221\text{--}38,754$) и неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51284\text{--}0,51296$, $\epsilon\text{Nd} = +4\text{--}+6$) при широком интервале изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70364–0,70566). По распределению точек на диаграмме $\text{La}/\text{Zr} - \text{La}$ предполагались вариации степени частичного плавления в источнике без какого-либо влияния на состав магматических расплавов фракционной кристаллизации или коровой контаминации.

Более детальными работами по этой же территории Китая были подтверждены узкие интервалы изотопных отношений Pb и Nd ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,168\text{--}18,570$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,462\text{--}15,638$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,105\text{--}38,754$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0,51278\text{--}0,51296$, $\epsilon\text{Nd}_t = +2,7\text{--}+6,0$) при широком диапазоне начальных $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (0,70364–0,70566). В геохимические исследования включен спектр пород от пикробазальтов до фонолитов [26]. Определены также начальные отношения изотопов стронция в мегакристаллах керсутита (0,70320–0,70380) и щелочного полевого шпата (0,70352–0,70380). Более высокие отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ во вмещающих базальтах были восприняты как показатель неродственного происхождения мегакристовой ассоциации [31]. Аномальное обогащение клинопироксеном ксенолитов шпинелевых перидотитов из базальтов впадины Туюн связывалось с преобразованием литосферной мантии в зоне Таласо-Ферганского разлома в результате мантийного апвеллинга [51].

Для определения характера глубинных источников мелпалеогеновых вулканических и субвулканических пород Северного – Среднего и Южного Тянь-Шаня нами выполнены новые геохимические исследования.

5.2. Объекты и методика

В работе используются данные по петрогенным и малым элементам пород с участков Учкудук, Торайгыр, Тоссор и Ташкумыр, приведенные ранее [11], и дополнительные определения петрогенных оксидов, микроэлементов, изотопов Nd и Sr в породах с других участков Северного – Срединного Тянь-Шаня (табл. 5.1). Для Южного Тянь-Шаня используются опубликованные данные и новые определения микроэлементов и изотопов Sr образцов, отобранных во впадине Туюн [48]. Вместе с породами этой впадины рассматриваются базальты участка Текелик. Территория Северного – Срединного Тянь-Шаня относится к Северо-Туркестанскому домену, а Южного – к Южно-Тяньшаньскому. Домены разделены между собой Южнотяньшаньской сутурой сомкнувшихся берегов Туркестанского палеоокеана (рис. 5.1).

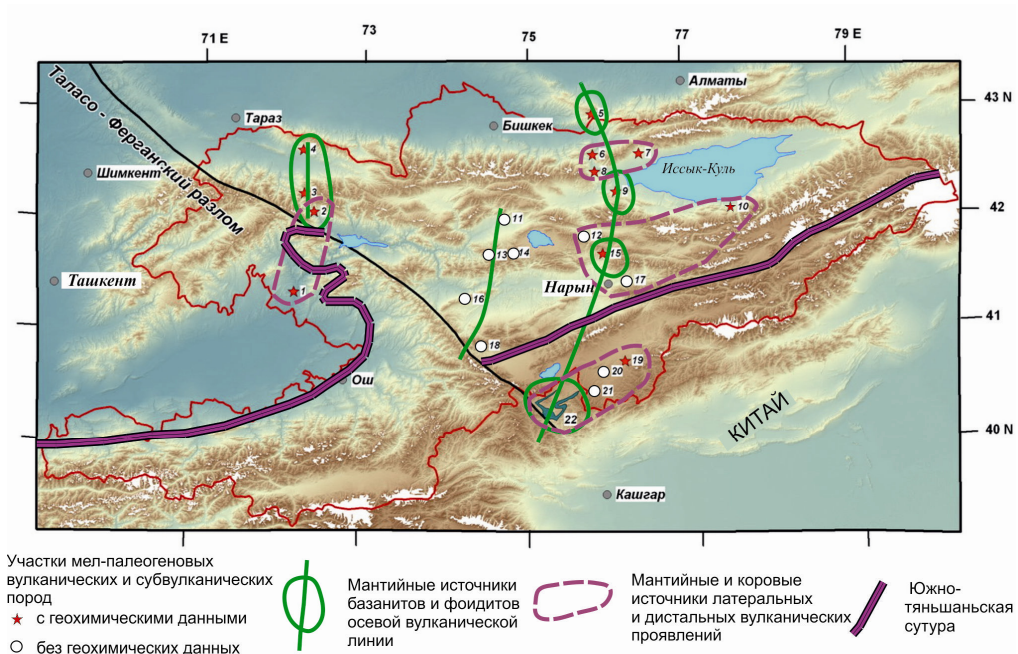


Рис. 5.1. Зональность источников мел-палеогенового базальтоидного магматизма Тянь-Шаня. Участки распространения вулканических и субвулканических пород: Ташкумыр (1), Коргон (2), Каратоюн (3), Кенкол (4), Кастек (5), Сулутерек (6), Торайгыр (7), Байламптал (8), Учкудук (9), Тоссор (10), Ортокуганды (11), Тюлек (12), Минкуш (13), Каракиче (14), Байдулы (15), Западное окончание Нарынской впадины (16), Башнура (17), Джамандаван (18), Текелик (19), Терек (20), Ортосу (21). Контур, нанесенный красной линией, – государственная граница Кыргызстана. На сопредельной территории Китая показаны лавовые покровы во впадине Туюн (22). Положение Южнотяньшаньской сутуры из работы [2]. Схема составлена А. В. Миколайчуком с дополнениями авторов

Таблица 5.1

Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г)
в представительных образцах вулканических пород Тянь-Шаня

Образец	С11Б-09	С10Б-09	С10А-09	С9Б-09	С8Д-09	С7Б-09	С57В-06
Порода	Базанит	Фоидит	Фоидит	Базанит	Базанит	Трахианде- зибазальт	Трахианде- зибазальт
Участок	Кенкол	Кенкол	Кенкол	Кенкол	Коргон	Коргон	Ташкумыр
SiO ₂	39,10	39,49	39,73	44,12	43,82	49,18	47,52
TiO ₂	3,21	3,19	3,19	2,27	2,22	2,57	2,18
Al ₂ O ₃	13,09	13,40	13,55	13,60	13,85	16,10	14,40
Fe ₂ O ₃	9,76	8,99	8,23	2,93	3,21	4,31	9,19
FeO	4,63	5,28	6,20	7,67	6,72	5,17	2,58
MnO	0,21	0,22	0,23	0,17	0,17	0,10	0,12
MgO	7,98	7,63	7,63	9,53	10,55	3,38	5,83
CaO	10,20	10,50	10,08	10,35	8,85	5,27	7,13
Na ₂ O	4,48	4,52	4,61	3,82	4,27	4,92	4,03
K ₂ O	1,89	2,52	2,31	1,80	1,12	3,32	1,46
P ₂ O ₅	1,02	1,01	0,97	0,65	0,60	1,05	0,43
П. п. п.	4,77	3,73	3,76	3,02	4,67	4,16	5,04
Сумма	100,34	100,48	100,49	99,93	100,05	99,53	99,91
Sc	12,8	23,6	16,8	60,4	25,4	6,4	20,4
V	296	210	219	292	252	145	174
Cr	42	63	33	459	241	9	211
Co	36	55	30	58	35	17	43
Ni	48	143	38	296	201	12	142
Cu	45	55	37	106	45	26	33
Rb	12	60	17	57	18	39	22
Sr	1298	1713	1104	1074	618	932	480
Y	31,4	30,8	27,0	28,9	22,2	24,2	21,3
Zr	476	713	426	328	207	293	183
Nb	116	150	104	89	52	60	37
Cs	0,66	0,95	0,38	1,05	2,50	84	0,69
Ba	263	466	254	683	564	1784	1774
La	66	85	64	49	30	54	26
Ce	132	163	128	90	57	108	54
Pr	15,5	19,9	15,0	11,0	6,84	12,4	6,20
Nd	60,4	72,7	59,0	40,8	25,6	45,6	24,7
Sm	13,91	13,97	13,2	8,49	5,95	9,36	4,91
Eu	3,83	4,79	3,67	2,90	1,80	2,73	1,69
Gd	10,37	12,60	10,0	8,04	5,24	7,04	5,27
Tb	1,37	1,76	1,32	1,08	0,78	0,96	0,81
Dy	6,41	8,01	6,07	5,88	4,25	4,72	4,15
Ho	1,09	1,26	1,05	1,11	0,82	0,86	0,78
Er	2,30	2,78	2,23	2,75	2,05	2,02	1,93
Yb	1,56	1,68	1,50	2,05	1,81	1,71	1,53
Lu	0,18	0,20	0,16	0,28	0,25	0,21	0,25
Hf	9,25	13,19	9,4	6,28	4,53	5,90	4,18
Ta	7,49	9,75	7,46	4,98	3,54	3,85	2,17
Pb	3,3	9,5	3,3	2,3	4,8	6,5	18,6
Th	9,49	11,64	9,74	6,49	4,73	5,97	2,83
U	1,75	3,93	2,53	1,72	1,37	1,64	0,77
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	He опр.	0,703656	0,703606	0,704153	He опр.	0,705328	0,705225
2σ (Sr)	He опр.	0,000013	0,000011	0,000013	He опр.	0,000009	0,000010
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0,512872	He опр.	0,512886	0,512806	He опр.	He опр.	He опр.
2σ (Nd)	0,000011	He опр.	0,000011	0,000013	He опр.	He опр.	He опр.

Продолжение таблицы 5.1

Образец	MAV147-05	C153-05	465-1	C159Г-05	C159Б-05	C158А-05	СЗД-09	С12А-09
Порода	Базанит	Базанит	Базанит	Базанит	Базальт	Андези-базальт	Базальт	Базальт
Участок	Кастек	Учкудук	Байдулы	Торайгыр	Торайгыр	Тоссор	Сулутерек	Баямтал
SiO ₂	46,37	42,97	42,89	48,91	48,89	51,76	48,22	47,11
TiO ₂	2,16	2,36	2,38	1,96	2,18	1,96	2,20	1,96
Al ₂ O ₃	15,82	11,93	13,54	15,18	15,83	16,19	15,75	14,65
Fe ₂ O ₃	3,89	12,92	6,86	10,89	11,76	10,04	7,95	7,29
FeO	6,17	He опр.	5,02	He опр.	He опр.	He опр.	3,05	2,90
MnO	0,13	0,17	0,15	0,10	0,08	0,11	0,13	0,18
MgO	7,00	11,18	8,08	4,23	3,16	4,78	4,73	4,86
CaO	7,24	9,23	10,02	8,51	8,77	8,55	9,21	10,39
Na ₂ O	4,85	3,41	3,20	3,28	3,30	2,45	2,89	3,12
K ₂ O	1,63	1,26	1,67	0,83	1,09	0,88	2,00	1,72
P ₂ O ₅	0,78	0,73	0,83	0,33	0,44	0,33	0,47	0,45
П. п. п.	4,01	3,45	5,24	5,82	4,93	2,25	3,37	5,54
Сумма	100,05	99,62	99,88	100,03	100,42	99,30	99,97	100,17
Sc	15,6	15,0	30,3	8,8	14,3	15,9	38,4	19,2
V	200	161	224	96	167	145	234	268
Cr	130	377	360	92	127	155	274	184
Co	32	51	54	33	34	45	42	37
Ni	114	310	236	66	59	86	87	108
Cu	45	94	77	59	38	66	85	52
Rb	21	44	24	15	13	14	36	28
Sr	957	1036	1217	488	643	543	842	627
Y	19,4	24,5	26,8	16,7	20,1	21,3	23,5	23,5
Zr	255	281	248	148	178	167	224	204
Nb	59,2	73,7	67,6	28,9	36,0	28,3	39,4	38,2
Cs	0,53	1,47	2,35	0,21	0,07	2,02	0,74	2,47
Ba	375	276	3098	319	238	267	404	336
La	32,2	41,9	47,5	14,9	18,9	15,2	27,5	23,2
Ce	61,5	83,8	91,8	30,9	39,1	33,3	54,8	46,6
Pr	7,45	9,20	11,5	3,97	4,71	4,23	6,96	5,95
Nd	29,2	34,5	43,3	33,8	19,1	17,5	27,4	23,6
Sm	7,04	7,69	9,03	3,90	4,84	4,55	6,21	6,11
Eu	2,16	2,59	2,77	1,81	2,00	2,07	2,10	1,91
Gd	5,63	6,99	8,27	4,23	4,85	4,87	6,06	5,28
Tb	0,80	1,01	1,09	0,65	0,80	0,72	0,85	0,78
Dy	3,99	5,16	5,75	3,27	3,89	3,60	4,79	4,18
Ho	0,70	0,76	1,03	0,54	0,61	0,62	0,94	0,78
Er	1,55	1,99	2,40	1,47	1,60	1,70	2,31	1,82
Yb	1,24	1,56	1,64	1,10	1,48	1,44	1,78	1,59
Lu	0,15	0,23	0,22	0,12	0,20	0,20	0,24	0,21
Hf	5,10	5,16	4,68	3,17	3,88	3,48	4,57	4,13
Ta	3,59	3,97	3,87	1,70	2,40	1,65	2,50	2,68
Pb	2,1	3,6	3,3	3,3	4,2	3,1	4,6	2,6
Th	4,27	4,78	4,00	2,31	2,74	2,15	4,33	3,87
U	1,59	1,66	1,30	7,01	8,60	1,71	2,48	2,63
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	He опр.	0,703535	He опр.	0,705295	0,705137	0,706066	He опр.	He опр.
2σ (Sr)	He опр.	0,000013	He опр.	0,000014	0,00001	0,000009	He опр.	He опр.
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0,512766	0,512879	He опр.	0,512460	0,512673	0,512543	He опр.	0,512630
2σ (Nd)	0,000142	0,000009	He опр.	0,00016	0,000027	0,000018	He опр.	0,000019

Примечание. He опр. – не определялось. He обозн. – не обозначалось. Результаты измерений изотопных отношений приведены к значениям стандартных образцов серий экспериментов: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – к значению NBS-987 = 0,71025,

Окончание таблицы 5.1

Образец	ty-34	MAV-25-99	91T111	91T116	91T124	ty-32	ty-28	ty-10
Порода	Пикро- базальт	Гі-базальт	Габбро	Базанит	Лампро- фир	К- базанит	Фонотеф- рит	Фонолит
Участок	Туюн	Текелик	Туюн	Туюн	Туюн	Туюн	Туюн	Туюн
SiO ₂	41,23	44,03	48,64	47,59	45,75	44,34	49,52	56,82
TiO ₂	1,41	3,32	2,28	2,36	2,22	2,39	2,43	0,13
Al ₂ O ₃	9,14	15,38	15,78	18,35	15,01	15,66	16,58	20,56
Fe ₂ O ₃	14,61	8,54	12,09	10,68	10,71	12,06	10,98	5,10
FeO	He опр.	4,42	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0,23	0,14	0,22	0,14	0,19	0,29	0,16	0,17
MgO	21,47	5,46	6,55	3,32	9,05	8,09	2,89	0,51
CaO	6,59	9,65	9,91	8,69	11,03	8,45	5,92	1,29
Na ₂ O	1,43	2,70	2,98	5,15	3,67	2,82	4,99	8,40
K ₂ O	1,18	1,51	1,45	3,21	2,20	3,47	4,08	5,47
P ₂ O ₅	0,37	0,59	0,43	0,85	0,54	0,67	0,71	0,06
П. п. п.	He опр.	4,25	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
Сумма	97,66	99,99	100,33	100,34	100,37	98,24	98,26	98,51
Sc	He опр.	35,3	25,3	10,6	15,5	He опр.	He опр.	He опр.
V	262	329	215	215	163	211	94	6
Cr	499	129	237	3	118	157	5	5
Co	87	55	65	35	41	42	22	4
Ni	535	83	99	65	75	101	5,7	5
Cu	41	62	86	26	20	63	23	10
Rb	28	16	13	50	32	49	55	104
Sr	416	843	537	865	917	688	381	100
Y	14,4	27,9	22,6	25,6	25,2	25,2	38,6	54,4
Zr	117	235	163	235	250	227	354	1237
Nb	28,4	39,3	35,1	73,6	72,7	62,3	62,0	153,6
Cs	1,45	0,31	0,37	7,82	3,26	1,90	1,24	1,56
Ba	219	446	189	558	494	847	380	29
La	20,4	24,9	19,3	45,4	41,4	14,0	51,0	44,8
Ce	37,1	53,5	39,9	81,0	79,9	24,7	99,8	87,5
Pr	4,05	7,12	5,03	8,36	8,77	2,62	11,0	6,82
Nd	16,3	28,9	20,9	34,0	35,5	10,4	45,1	21,8
Sm	3,36	6,74	5,12	6,80	6,99	2,07	9,41	3,75
Eu	1,06	2,65	1,72	2,23	2,21	0,67	2,50	0,22
Gd	3,10	7,02	5,04	7,14	6,81	1,87	8,75	3,36
Tb	0,48	1,08	0,80	1,04	1,03	0,29	1,39	0,61
Dy	2,61	5,70	4,34	5,67	5,51	1,53	7,60	3,66
Ho	0,49	1,07	0,89	0,95	0,95	0,29	1,47	0,78
Er	1,33	2,62	2,28	2,72	2,68	0,76	4,01	2,42
Yb	1,12	2,05	1,87	2,31	2,28	0,64	3,53	2,62
Lu	0,17	0,27	0,26	0,33	0,33	0,09	0,53	0,40
Hf	2,60	4,48	4,15	5,31	5,96	1,60	8,31	10,90
Ta	1,63	2,58	2,40	4,66	5,21	1,21	4,27	5,32
Pb	16,0	4,1	1,8	8,3	5,5	18,1	7,7	12,6
Th	2,62	1,98	2,36	6,29	5,59	1,91	7,27	16,96
U	1,28	0,84	0,75	1,84	1,64	0,53	2,19	3,41
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	He опр.	0,704090	0,703787	0,704082	0,705189	He опр.	He опр.	He опр.
2σ (Sr)	He опр.	0,000015	0,000011	0,000013	0,000012	He опр.	He опр.	He опр.
¹⁴⁴ Nd/ ¹⁴³ Nd	0,512881	He опр.	0,512830	0,512890	0,512890	He опр.	He опр.	0,512911
2σ (Nd)	0,00001	He опр.	He обозн.	He обозн.	He обозн.	He опр.	He опр.	0,000011

¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – к значению JNd-1 = 0,512103. Для образцов ty-34, ty-32, ty-28 и ty-10 приведены данные из работы [26], для образцов 91T111, 91T116 и 91T124 – данные по петрогенным оксидам и изотопному составу Nd из работы [48].

Аналитические исследования пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН. Микроэлементный состав определен методом ICP MS на масс-спектрометре Agilent 7500ce, а изотопов – на масс-спектрометре Finnigan MAT 262. Оба прибора использовались в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Характеристика методик приведена ранее [8].

Эффект искажения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снимался применением кислотной обработки проб, которые помещались на 24 часа в 0,75 М раствор соляной кислоты с дальнейшим ее удалением многократной промывкой ультрачистой водой из системы Elix-3 Millipore (Франция). На рис. 5.2 приведены результаты сравнительных измерений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пробах с применением и без применения кислотной обработки в базанитах Учкудук и в породах разного состава из впадины Туюн. Кислотная обработка первой группы проб дала систематическое снижение изотопного стронциевого отношения от интервала 0,703758–0,706379 до интервала 0,703443–0,703483, второй – от интервала 0,70364–0,70566 до интервала 0,703437–0,705189. Принимая во внимание существенные искажения изотопного состава стронция при вторичных изменениях пород, далее в работе мы используем только Sr-изотопные данные, полученные нами с кислотной обработкой проб.

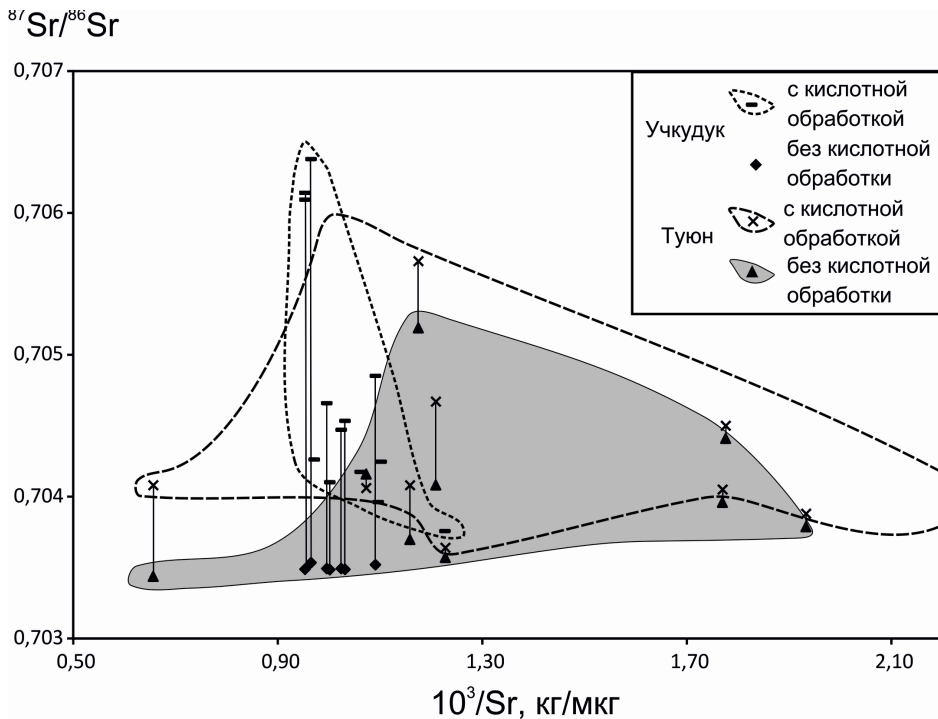


Рис. 5.2. Сопоставление результатов измерений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в пробах вулканических пород Тянь-Шаня с кислотной обработкой и без нее. Для впадины Туюн показано фигуративное поле опубликованных данных, полученных прежде без кислотной обработки проб [26; 48]

5.3. Состав вулканических и субвулканических пород

5.3.1. Петрогенные оксиды

Вулканические и субвулканические породы из Северного – Среднего Тянь-Шаня разделены на группы по соотношениям петрогенных оксидов на диаграммах щелочи – кремнезем, $Mg\# - CaO/Al_2O_3$ и $Mg\# - 10^2 \times K_2O/Al_2O_3$, нормативных минералов $(Ne+Lc)-(Hy+Qz) - 100 \times An/(An+Ab)$, $K_2O - TiO_2$. На диаграммы нанесены также составы пород Южного Тянь-Шаня – серии пикробазальт-фонолит впадины Туюн и высоко-Тi базальта участка Текелик (рис. 5.3–5.5).

Мел-палеогеновый вулканический ареал Тянь-Шаня образуют три субмеридиональные линейные зоны: западная – Ташкумыр – Кенкол, центральная – Джамадаван – Ортокуганды и восточная – Туюн – Кастек. Выполненное опробование западной и восточной зон свидетельствует о различных пространственных соотношениях между группами базанитового и небазанитового состава. Центральную часть западной зоны составляют базаниты Коргон и Каратоюн. Ее северное окончание представлено фойдитами-базанитами Кенкол, а южное – трахибазальтами Ташкумыр. На участке Коргон опробованы трахиандезибазальты, объединяющиеся по геохимическим характеристикам с трахибазальтами Ташкумыр (см. далее). В восточной зоне базаниты составляют осевую линию (с юга на север): Туюн, Байдулы, Учкудук и Кастек. Между проявлениями Учкудук и Кастек находятся базальты и трахибазальты Сулутерек, Байламтал и Торайгыр. Два первых проявления локализованы к западу от осевой линии базанитов, а последнее смещено к востоку. Андезибазальты Тоссор смещены восточнее Туюн-Кастекской базанитовой линии. С базанитами поля Туюн ассоциируется спектр пород от пикробазальтов до фонолитов, а высоко – Тi базальты Текелик смещены к востоку от базанитовой линии.

Итак, базаниты трассируют осевые части западной и восточной зон. На северном окончании западной зоны находятся фойдиты-базаниты Кенкол, а на южном – трахибазальты Ташкумыр и трахиандезибазальты Коргон. Последние участки разделены между собой Таласо-Ферганским разломом, но оба находятся севернее Южнотяньшаньской сутуры, т. е. в Северо-Туркестанском домене. Южнее этой сутуры, т. е. в Южно-Тяньшаньском домене расположены вулканические породы Туюн, Текелик, Терек и Ортосу. В восточной зоне породы базальтового состава частично пространственно сопряжены с базанитами и образуют ее латеральное расширение относительно базанитовой линии.

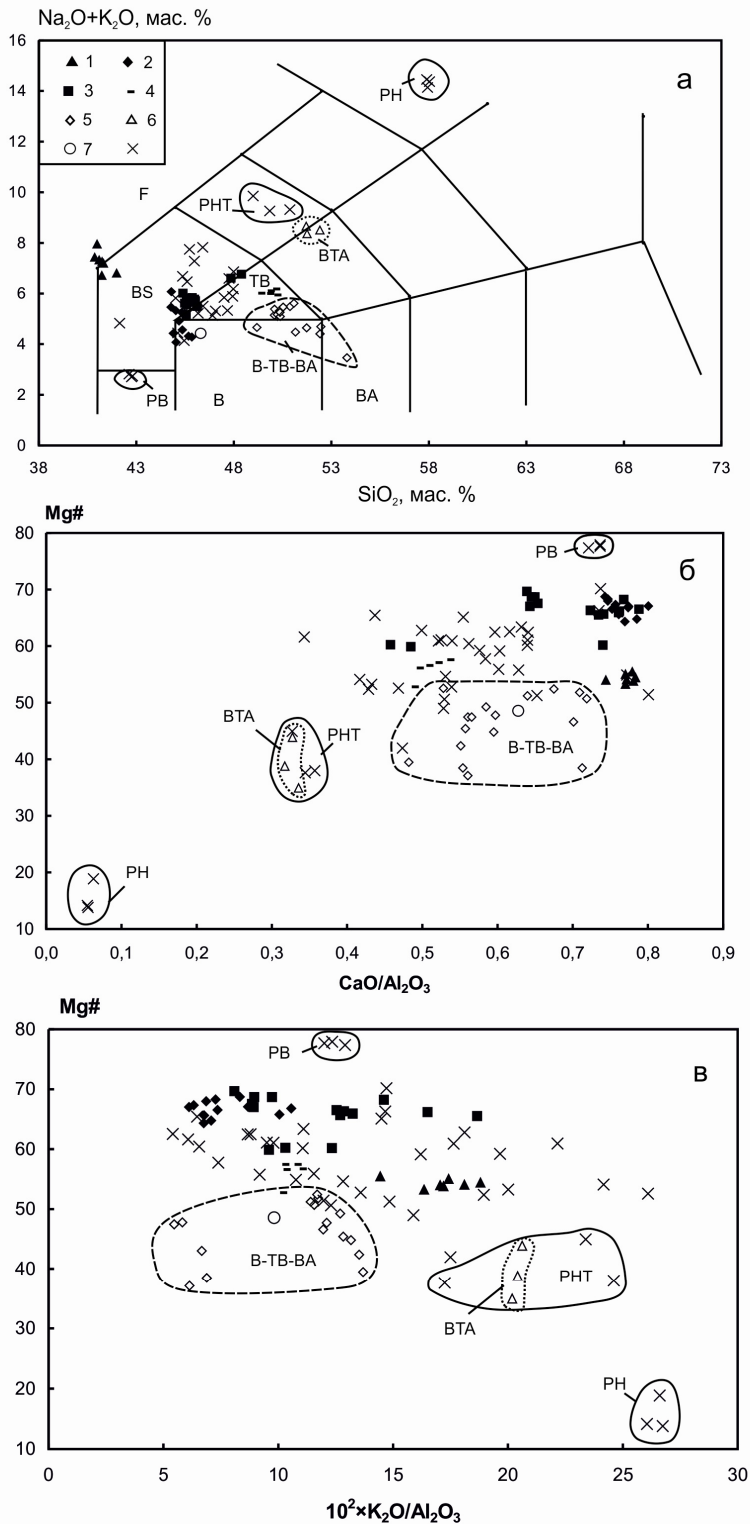


Рис. 5.3. Мел-палеогеновые вулканические и субвулканические породы Тянь-Шаня на диаграммах щелочи – кремнезем (а), Mg# – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б) и Mg# – $10^2 \times \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (в). 1–5 – группы мел-палеогеновых пород Северного – Среднего

Тянь-Шаня: 1 – фойдиты–базаниты Кенкол, 2 – базаниты Учкудук, 3 – базаниты Каратоюн, Коргон и Кастек, 4 – трахибазальты Ташкумыр, 5 – базальты, андезибазальты и трахибазальты Сулутерек, Байлампал, Торайгыр и Тоссор; 6 – трахиандезибазальты Коргон; 7–8 – группы мел-палеогеновых пород Южного Тянь-Шаня: 7 – высоко-Тi базальт Текелик; 8 – серия пикробазальт–фонолит впадины Туюн. Здесь и далее на диаграммах выделены фигуративные поля групп пород: базальтов–трахибазальтов–андезибазальтов (В–ТВ–ВА) и трахиандезибазальтов (ВТА) Северного – Срединного Тянь-Шаня, пикробазальтов (РВ), фонотефритов (РНТ), фонолитов (РН) Южного Тянь-Шаня. При построении классификационной диаграммы a сумма петрогенных оксидов приведена к 100 % за вычетом потерь при прокаливании. Магнезиальное число $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ рассчитано в атомных количествах с корректировкой $Fe^{3+} = 0,15Fe_{общ}$. По интервалу нормативного Ne 5–17 % (рис. 5.4) породы Тянь-Шаня, занимающие пограничное положение между полями базанитов, базальтов и трахибазальтов диаграммы щелочи – кремнезем, могут относиться к базанитам. Для впадины Туюн использованы данные из работ [26; 31; 48]

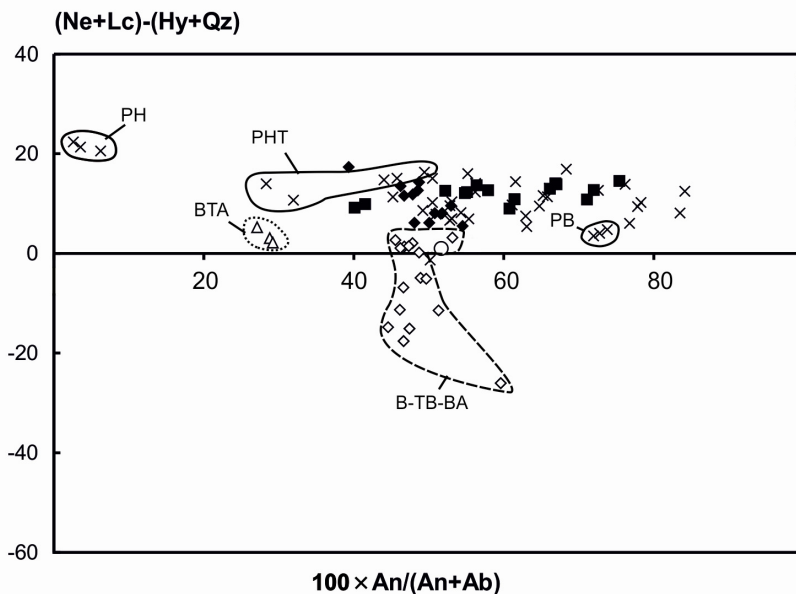


Рис. 5.4. Соотношения нормативных минералов $(Ne+Lc)-(Hy+Qz) - 100 \times An / (An+Ab)$ в мел-палеогеновых вулканических и субвулканических породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3. Нормативный состав рассчитан в системе CIPW с корректировкой $Fe^{3+} = 0,15Fe_{общ}$.

Базаниты Кастек северного окончания зоны Туюн – Кастек близки по содержаниям петрогенных оксидов к базанитам Коргон и Каратоюн из центральной части зоны Ташкумыр – Кенкол. Объединяя эти местонахождения базанитов между собой, подчеркнем, что севернее них находятся только фойдиты–базаниты Кенкол, состав которых свидетельствует о своеобразных условиях магмогенерации в источнике с керсутитом (см. далее). Между тем, трахибазальты Ташкумыр и трахиандезибазальты Коргон южного окончания вулканической линии Ташкумыр – Кенкол, близки по составу базальтам и трахибазальтам Сулутерек, Байлампал и Торайгыр.

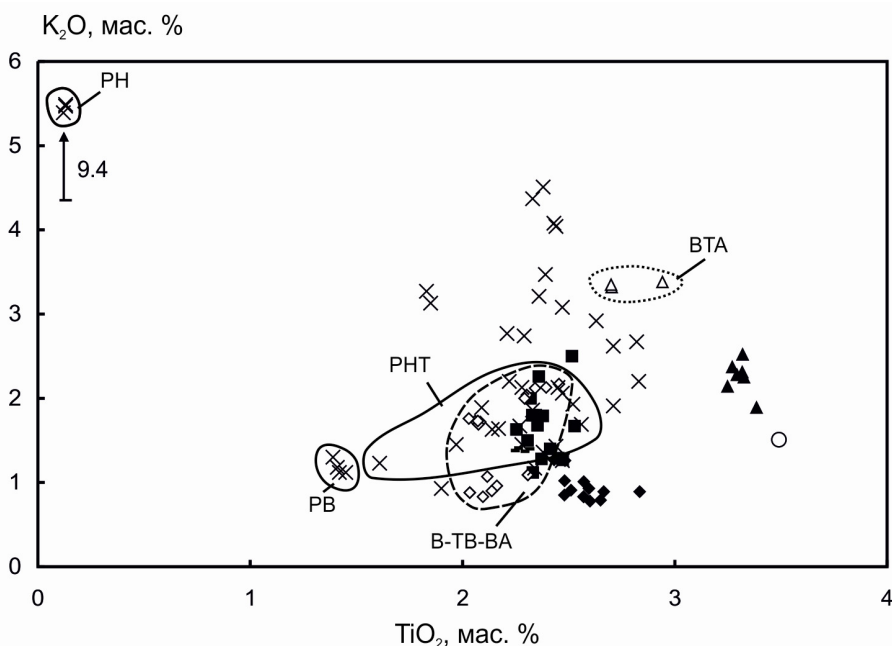


Рис. 5.5. Соотношения $K_2O - TiO_2$ в мел-палеогеновых вулканических и субвулканических породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3

В базанитах Учкудук рассчитано 5,5–14,3 % нормативного Ne , а в базанитах других участков – 9,0–14,5 %. Диапазон SiO_2 в базанитах Учкудук составляет 44,8–45,8 мас. % при диапазоне суммы щелочей 4,1–6,1 мас. %, а в базанитах других участков, соответственно, 45,4–46,0 и 5,2–6,0 мас. %. Магнезиальное число $Mg\#$ меняется в интервале 60–70. Породы Учкудук и Каратоюн характеризуются общим интервалом $CaO/Al_2O_3 = 0,72-0,80$ при более низком отношении 0,64–0,65 в породах Коргон. Отношение $10^2 \times K_2O/Al_2O_3$ в породах Учкудук (6,1–10,6), напротив, сопоставимо с интервалом этого отношения в породах Коргон (8,1–9,7), а в породах Каратоюн несколько повышается (12,5–18,7). Содержания K_2O в породах Коргон (1,1–1,4 мас. %) перекрываются с наиболее высокими содержаниями в породах Учкудук (0,8–1,3 мас. %), а в породах Каратоюн возрастают до интервала 1,7–2,5 мас. %.

В фойдитах–базанитах Кенкол определены низкие концентрации SiO_2 (40,0–42,9 мас. %) при высокой сумме щелочей (6,7–8,0 мас. %) и сравнительно низких значениях $Mg\#$ (53–56), повышенных отношениях CaO/Al_2O_3 (0,74–0,78) и $10^2 \times K_2O/Al_2O_3$ (14,4–18,8), повышенных содержаниях K_2O (1,9–2,5 мас. %), высоких – TiO_2 (3,1–3,2 мас. %) и Fe_2O_3 (7,8–11,4 мас. %). В нормативном составе рассчитан нефелин (21–25 %), лейцит (5–12 %) и кальсилит (до 0,6 %).

В базальтах и трахибазальтах Торайгыр, Сулутерек и Байламтал с уменьшением $Mg\#$ от 54 до 37 содержания SiO_2 снижаются от 52,4 до 49,2 мас. % при диапазоне суммы щелочей 4,5–5,5 мас. %. Отношения

CaO/Al₂O₃ снижаются от 0,72 до 0,48, а отношения 10²×K₂O/Al₂O₃ возрастают от 5,5 до 13,7. Содержания K₂O повышаются от 0,8 до 2,3 мас. % с возрастанием TiO₂ от 2,0 до 2,5 мас. %. Содержания последнего оксида коррелируются с содержаниями Fe₂O₃, меняющимися в интервале от 7,1 до 11,8 мас. %.

В целом породы Северного – Срединного Тянь-Шаня образуют ряд пород фойдит – базанит – трахибазальт – базальт – андезибазальт с переходом от пород, сильно недосыщенных кремнеземом (*Ne*- и *Lc*-нормативных), к насыщенным (*Hu*- и *Qz*-нормативным) (см. рис. 5.4). Серия пикробазальт – трахибазальт – базанит – фонотефрит – фонолит во впадине Туюн, наоборот, характеризуется последовательным возрастанием недосыщенности кремнеземом. В пикробазальтах рассчитано 3,5–4,8 % нормативного *Ne*, в базанитах–трахибазальтах – 5,4–16,9 %, в фонотефритах – 10,7–16,3 %, в фонолитах – 20,5–22,4 %. В координатах щелочи – кремнезем (см. рис. 5.3 *a*) серия протягивается из левого нижнего угла диаграммы в правый верхний угол, пересекая ряд пород Северного – Срединного Тянь-Шаня. Серии пород Северного – Срединного и Южного Тянь-Шаня совмещаются между собой в области базанитов–трахибазальтов. Далее будет показано частичное сходство состава этих пород и на других вариационных диаграммах. В базанитах Южного Тянь-Шаня концентрации K₂O достигают 4,4 мас. %, а в базанитах Северного – Срединного Тянь-Шаня – не превышают 2,5 мас. % (см. рис. 5.5). Высокотитанистый базальт Текелик (TiO₂ = 3,32 мас. %) имеет повышенное содержание железа (FeO+Fe₂O₃ = 12,96 мас. %) при его высокой окисленности (Fe₂O₃/FeO = 1,9). На поле Туюн пород такого состава не известно (см. рис. 5.5). В то же время высоко-Ti базальт близок по содержаниям других петрогенных оксидов к группе базальтов–трахибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня.

5.3.2. Совместимые микроэлементы

Группирование пород по петрогенным оксидам подчеркивается группированием по концентрациям Cr и Ni относительно Mg# (рис. 5.6).

В базанитах и фойдитах Северного – Срединного Тянь-Шаня выражено контрастное распределение Cr и Ni. В магнезиальных базанитах Учкудук определены высокие концентрации Cr и Ni, соответственно, 340–496 и 229–379 мкг/г. В менее магнезиальных фойдитах–базанитах концентрации обоих элементов снижаются, соответственно, до интервалов 33–68 и 38–143 мкг/г. Группа базанитов Каратоюн, Коргон и Кастек характеризуется интервалами концентраций Cr и Ni, соответственно, 130–459 и 113–296 мкг/г. Группа базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня обнаруживает в целом более низкие концентрации Cr и Ni, чем в базанитах и фойдитах (соответственно, 92–280 и 43–157 мкг/г), и смещена на диаграммах Mg# – Cr и Mg# – Ni ниже тренда этих пород.

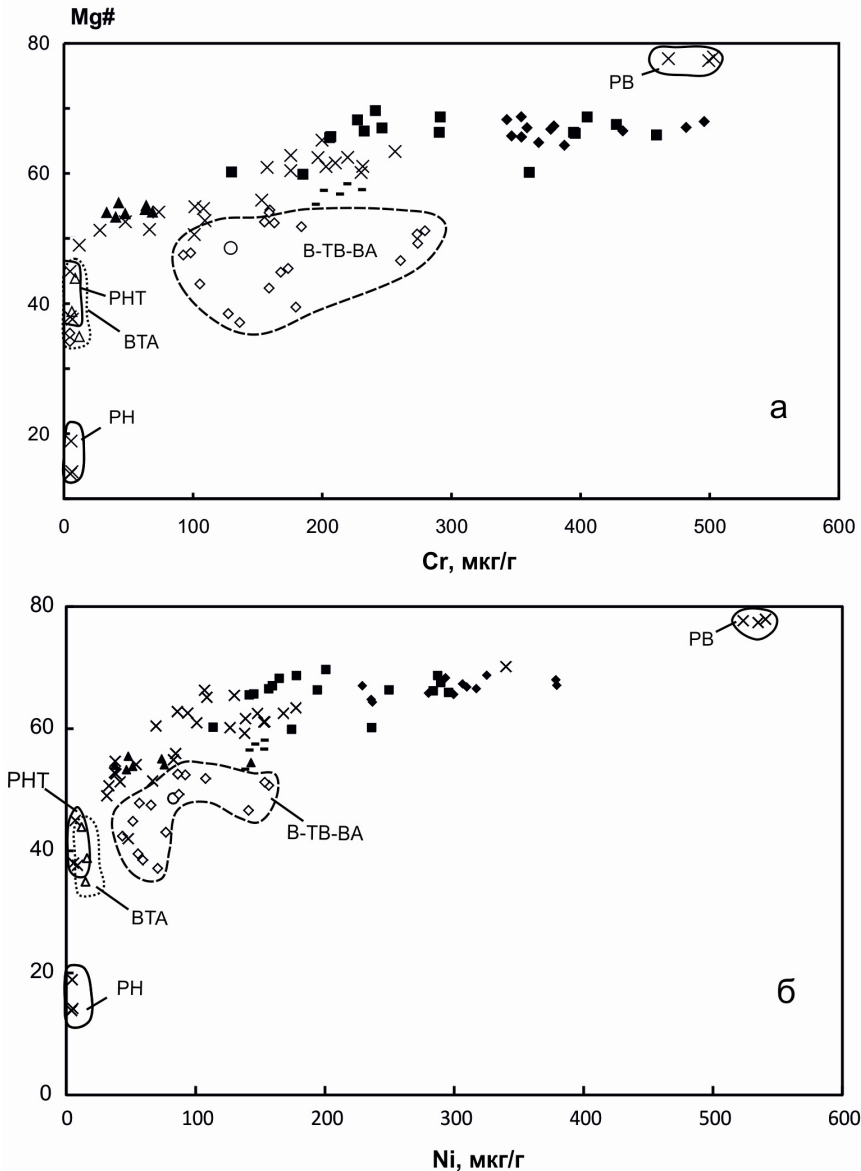


Рис. 5.6. Соотношения Mg# с Cr (а) и Ni (б) в породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3

По сравнению с породами Северного – Среднего Тянь-Шаня, серия пикробазальт–фонолит из впадины Туюн характеризуется иным распределением Cr и Ni. Пикробазальты сопоставимы с базанитами Учкудук по высоким концентрациям первого элемента (468–503 $\mu\text{g/g}$) и отличаются от них по повышенным концентрациям второго (523–541 $\mu\text{g/g}$). Подгруппа базанитов с повышенной магнизиальностью из впадины Туюн ($\text{Mg\#} = 60\text{--}70$) дает в целом широкий диапазон концентраций Ni (69–340 $\mu\text{g/g}$), сопоставимый с диапазоном в базанитах Каратююн, Коргон и Кастек, но пониженные содержания Cr (157–256 $\mu\text{g/g}$),

перекрывающие только низкохромистую часть тренда базанитов этой группы. Подгруппа базанитов с низкой магнезиальностью из впадины Туюн ($Mg\# = 48-56$) отличается низкими концентрациями Cr (12–153 мкг/г) и Ni (31–85 мкг/г) и находится на диаграммах рис. 5.6 выше группы базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня. В фонотефритах и фонолитах из впадины Туюн определены низкие концентрации Cr (<7 мкг/г) и Ni (<8 мкг/г). Высоко-Ti базальт Текелик сопоставим на диаграммах рис. 5.6 с группой базальтов, трахибазальтов и андезибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня.

5.3.3. Несовместимые микроэлементы

На диаграммах *a* и *b* рис. 5.7 приведены нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) и нормированные к примитивной мантии спектры несовместимых элементов в породах вулканической линии Ташкумыр – Кенкол Северного – Срединного Тянь-Шаня. На первой диаграмме линии групп фойдитов–базанитов Кенкол, базанитов Каратоюн, базанитов и трахиандезибазальтов Коргон и трахибазальтов Ташкумыр взаимно пересекаются, что свидетельствует о принадлежности пород этих участков к источникам с разными геохимическими характеристиками. Максимальные концентрации РЗЭ определены в фойдитах–базанитах северного окончания линии (Кенкол), минимальные – в трахибазальтах ее южного окончания (Ташкумыр). На второй диаграмме фойдиты–базаниты Кенкол резко отделяются от базанитов Коргон и Каратоюн повышенными концентрациями групп: Th–U–K–Nb–Ta–La–Ce и Pr–Sr–P–Zr–Hf–Sm–Ti. Концентрации Cs, Y–Yb в фойдитах–базанитах Кенкол, наоборот, ниже, чем в базанитах Коргон и Каратоюн, а концентрации Rb–Ba и Pb в этих породах взаимно перекрываются. Линия трахиандезибазальта Коргон, резко дискордантная линии базанита этого же участка, протягивается в целом выше и субпараллельно линии трахибазальта Ташкумыр. Исключение составляют максимумы Ba и Pb; первый в обеих породах сопоставим, второй в трахибазальте Ташкумыр выражен более резко, чем в трахиандезибазальте Коргон. Все спектры несовместимых элементов в породах вулканической линии Ташкумыр – Кенкол отличаются от спектра базальта океанических островов (OIB).

В базанитах северной части вулканической линии Туюн – Кастек максимальные содержания РЗЭ определены на участке Кастек, промежуточные – на участке Учкудук и минимальные – на участке Баямтал. Подобно фойдитам и базанитам линии Кенкол – Ташкумыр базаниты северной-центральной частей вулканической линии Туюн – Кастек обнаруживают последовательное снижение концентрации РЗЭ в направлении с севера на юг. По сравнению с базанитами, базальты северной-центральной частей вулканической линии Туюн – Кастек обеднены лег-

кими РЗЭ. Базальты Торайгыр и андезибазальты Тоссор имеют сходные редкоземельные спектры с ясно выраженной положительной Eu-аномалией. Спектры базальтов Сулутерек и Байламтал подняты над ними, не обнаруживая Eu-аномалии (рис. 5.8).

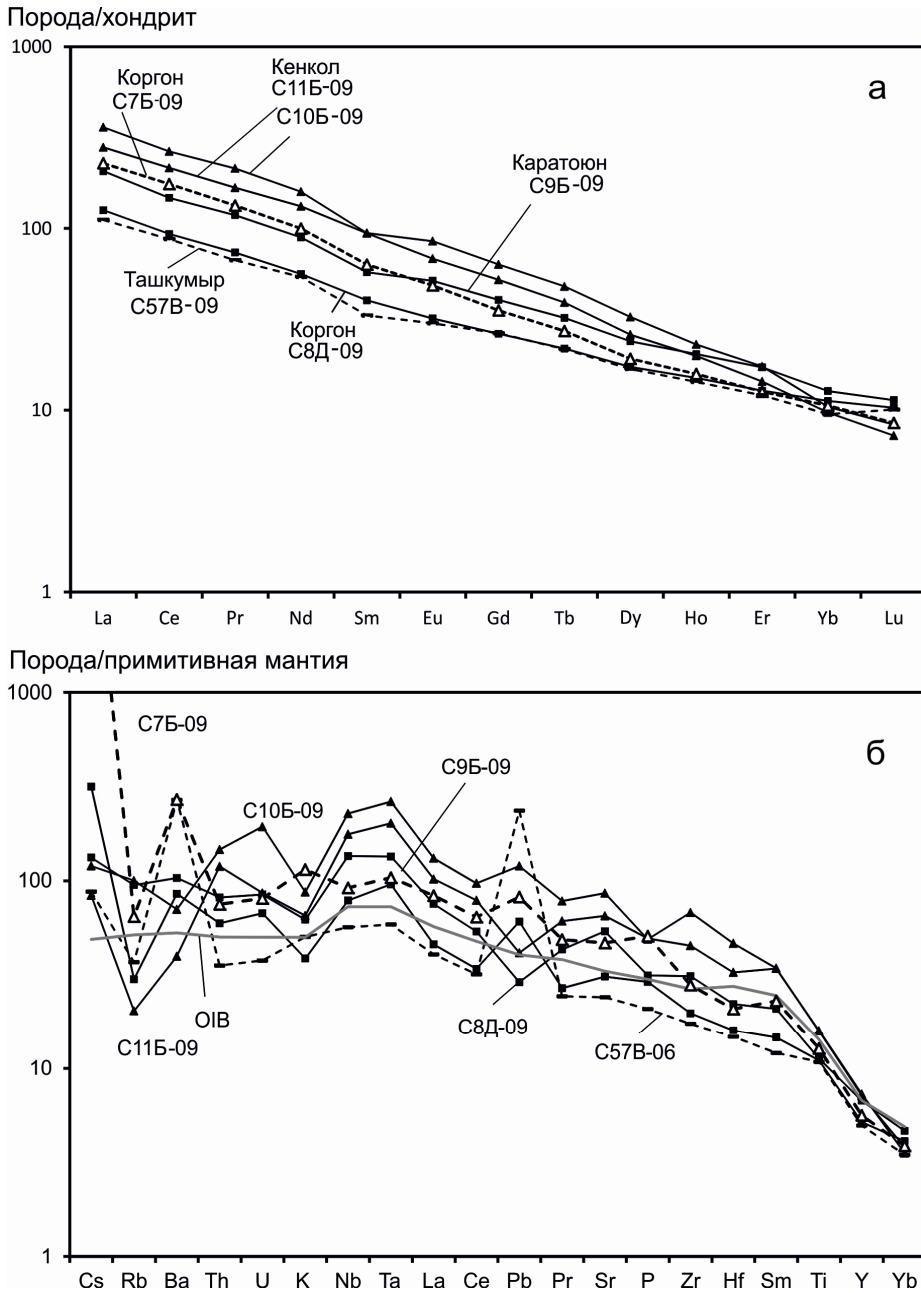


Рис. 5.7. Представительные спектры редкоземельных элементов в породах вулканической линии Ташкумыр – Кенкол, нормированных к хондриту (а), и несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (б). Для нормирования здесь и далее использованы составы [49]

Породы южной части вулканической линии Туюн – Кастек обнаруживают широкий разброс линий редкоземельных спектров, характеризующихся однотипным пологим наклоном (рис. 5.9, *a*). В верхней части вариационного интервала находится линия базанита 91Т116. Линия высоко-Ті базальта Текелик совпадает с линией базанита в средней части спектра и снижается относительно нее и в легкой, и тяжелой частях.

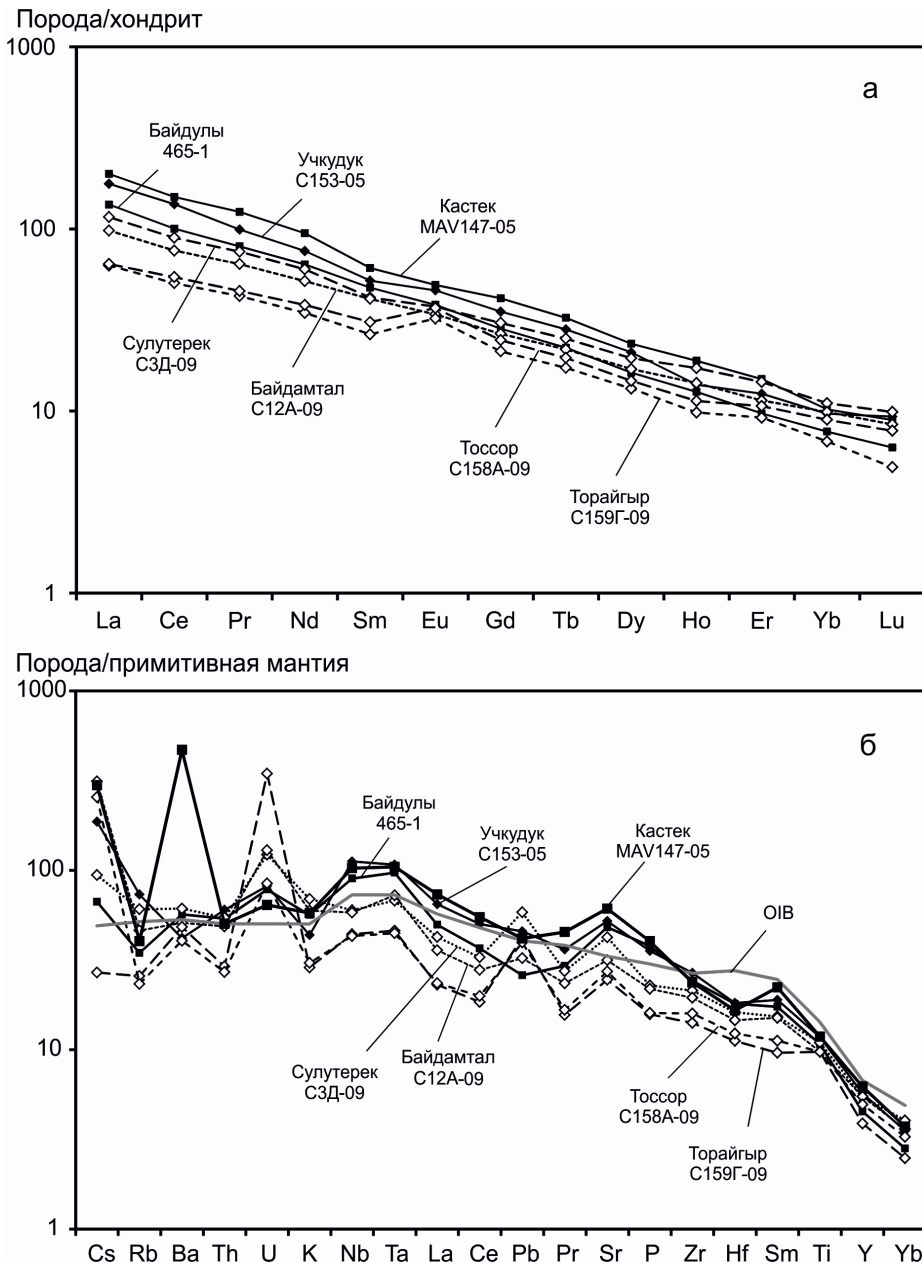


Рис. 5.8. Представительные спектры редкоземельных элементов в породах северной части вулканической линии Туюн – Кастек, нормированных к хондриту (*a*), и несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (*б*)

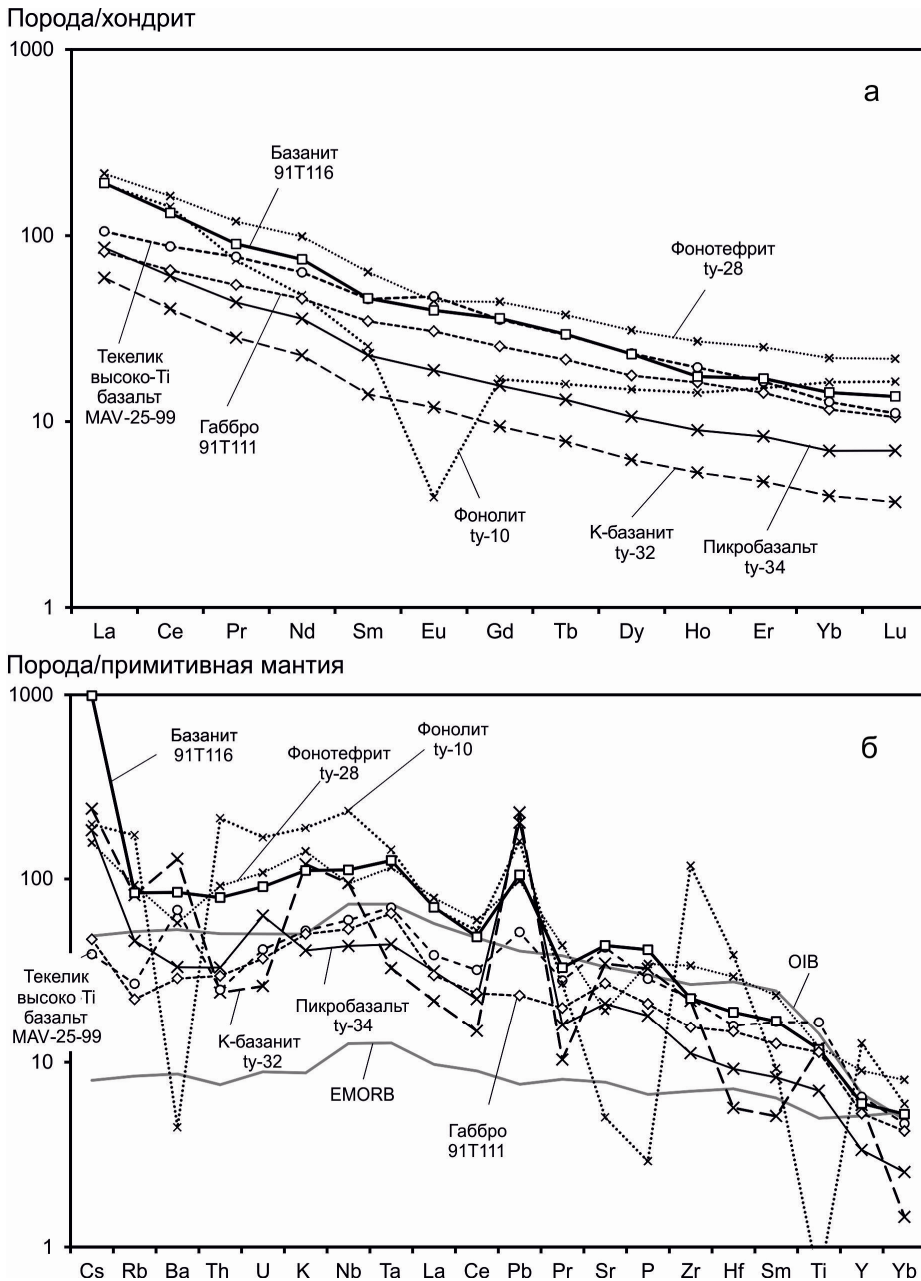


Рис. 5.9. Представительные спектры редкоземельных элементов в породах южной части вулканической линии Туон – Кастек, нормированных к хондриту (а), и несовместимых элементов, нормированных к примитивной мантии (б). Использованы новые результаты анализов и данные из работ [26; 48]

Линия спектра габбро 91T111 снижается относительно линии высоко-Ti базальта при сохранении наклона. В ряду несовместимых элементов (рис. 5.9, б) выделяется группа Rb–Ba–Th–U–K–Nb, в которой нормированные концентрации находятся на одном уровне несколько

выше состава ОИВ. Далее, La и другие РЗЭ снижаются с пересечением состава ОИВ при относительном повышении Pb и Sr–P. Большинство несовместимых элементов в спектрах высоко-Ti базальта и габбро находится ниже состава ОИВ.

В нижнюю часть вариационного интервала опущена линия спектра РЗЭ пикробазальта *tu*–34. Ниже ее расположена только линия калиевого базанита *tu*–32 ($K_2O/Na_2O = 1,2$). Спектры несовместимых элементов этих пород, однако, существенно различаются. Если линия пикробазальта в общем субпараллельна линии ОИВ с отклонениями в максимумах Cs, U и Pb, линия К-базанита дает глубокий минимум Th–U относительно повышенных концентраций группы элементов от Cs до Nb, а также максимумы Pb, Sr–P–Zr и Ti–Y относительно РЗЭ.

Линия фонотефрита *tu*–28 занимает наиболее высокое положение в вариационном интервале РЗЭ с небольшим Eu-минимумом (см. рис. 5.9, *a*). В фонолите *tu*–10 концентрации легких и тяжелых элементов ряда несколько ниже, чем в фонотефрите. Относительное снижение нормированных концентраций средних РЗЭ дает V-образную конфигурацию спектра с резко выраженной Eu-аномалией. При нормировании к примитивной мантии в фонолите подчеркиваются высокие концентрации групп Th–U–K–Nb, Zr–Hf и низкие Ba, Sr–P, Ti.

5.3.4. Компоненты вулканических пород по изотопам стронция и неодима

По начальным изотопным отношениям Sr обособляются составы: 1) фойдитов–базанитов Кенкол и базанитов Учкудук, 2) базанитов Коргон, Каратоюн, 3) базальтов и трахибазальтов Торайгыр и 4) андезибазальтов Тоссор. Для первых трех групп определены интервалы $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$, соответственно, 0,703424–0,703605, 0,703907–0,704057, 0,705084–0,705342. В андезибазальте Тоссор $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ заметно выше (0,705999). В координатах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - 10^3/\text{Sr}$ (рис. 5.10, *a*) точки указанных групп пород с разной степенью изотопного обеднения-обогащения распределяются параллельно оси абсцисс, что в целом свидетельствует об индивидуальности их источников. Первая и вторая группы относятся, соответственно, к сильно и умеренно обедненным мантийным источникам, третья группа и андезибазальт Тоссор – к коровым, обогащенным.

На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{Rb}/\text{Sr}$ серия точек образцов Учкудук выстраивается вдоль линии, наклон которой соответствует возрасту ~ 50 млн лет (рис. 5.10, *б*). Вся серия первоначально имела изотопно-однородный состав Sr со средним начальным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 \sim 0,70345$. Сравнительно слабое относительное повышение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в фойдитах–базанитах Кенкол свидетельствует о происхождении этих пород из субстрата, подобного по составу (но не идентичному) субстрату выплавки Учкудук. Интервал более высоких отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$

(0,703564–0,703605) определен в породах Кенкол при повышенных концентрациях Sr (1104–1713 мкг/г). Высокие концентрации Sr в базанитах Учкудук и фойдитах–базанитах Кенкол соответствуют малым степеням плавления мантийного материала сильно обедненного рубидием.

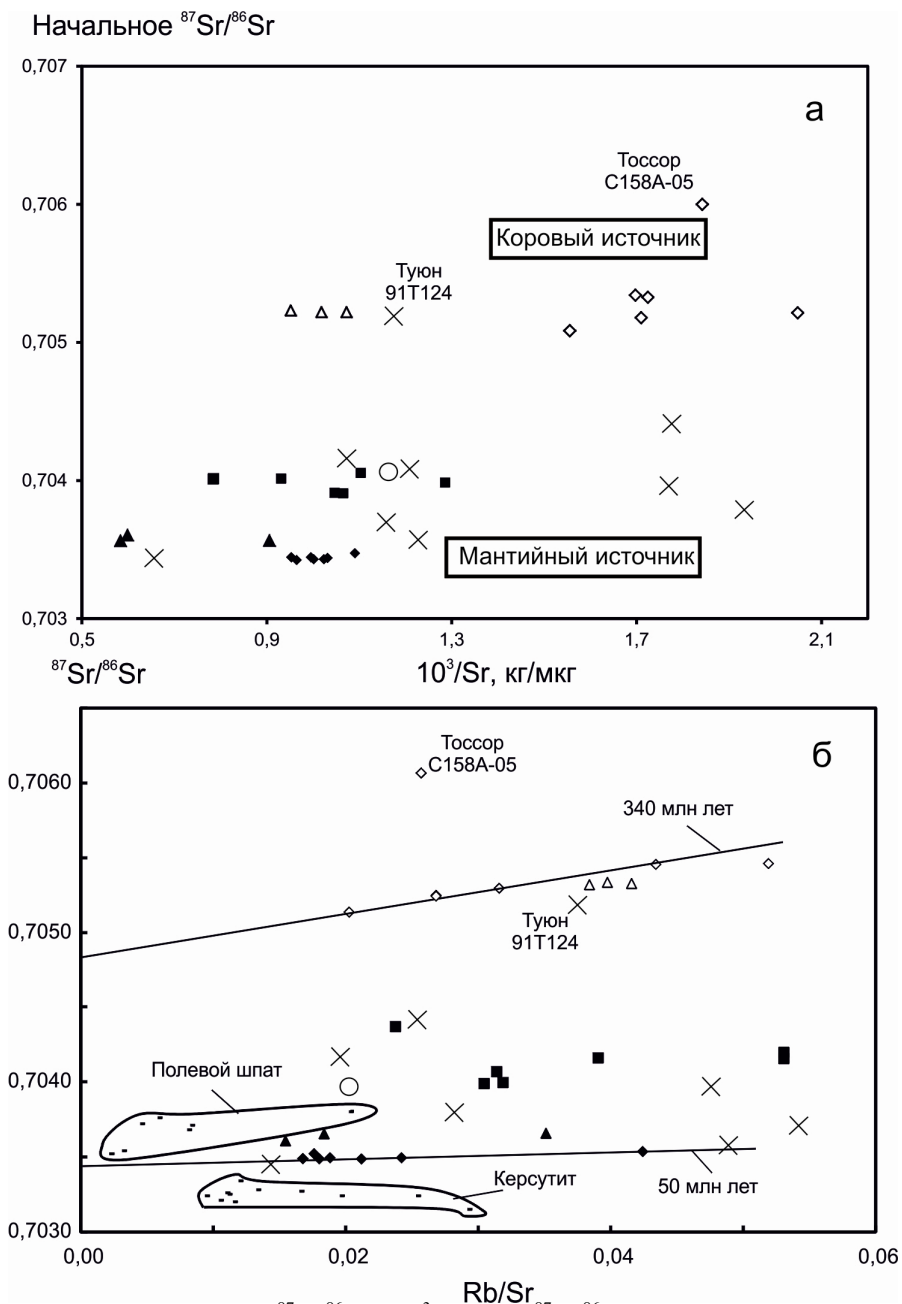


Рис. 5.10. Начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $10^3/\text{Sr}$ (а) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – Rb/Sr (б) в породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3. Здесь и далее начальные изотопные отношения пород Северного Тибета приведены к максимальному $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрасту 61 млн лет пород этой территории. Для прод использованы только значения изотопных стронциевых отношений, полученных с кислотной обработкой проб

Точки базальтов и трахибазальтов Сулутерек, Байламтал и Торайгыр выстраиваются на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - \text{Rb}/\text{Sr}$ вместе с трахиандезибазальтами Коргон вдоль линии, наклон которой соответствует возрасту ~ 340 млн лет. Серия первоначально имела среднее начальное изотопное отношение $\text{Sr} \sim 0,70487$. Рубидий-стронциевая изотопная система была замкнутой со времени формирования нижнекорового субстрата, производного для базальтовых и трахибазальтовых выплавов. Смещение точек правее изохронной линии объясняется относительным возрастанием Rb/Sr , связанным с большей несовместимостью Rb , чем Sr , реализующейся при снижении степени частичного плавления [28].

Фигуративные точки пород Южного Тянь-Шаня на рис. 5.10, а, б имеют сходное распределение с точками пород Северного – Срединного Тянь-Шаня. Большинство из них совпадает с полем точек мантийных источников. Единственный образец 91Т124 обнаруживает повышенное стронциевое изотопное отношение, располагаясь вместе с базальтами Северного – Срединного Тянь-Шаня вблизи изохронной линии 340 млн лет.

Изотопный состав Nd пород Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня, однако, существенно отличается. Для групп базанитов и фойдитов–базанитов Северного – Срединного Тянь-Шаня (Учкудук и Кенкол) получен диапазон $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0,512871 - 0,512908$ ($\epsilon\text{Nd}_t = +4,6 - +5,3$). В базанитах Коргон и Каратоюн $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ снижается до интервала $0,512805 - 0,512866$ ($\epsilon\text{Nd}_t = +3,3 - +4,5$). В группе базальтов и трахибазальтов происходит дальнейшее снижение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ до интервала $0,512459 - 0,512672$ ($\epsilon\text{Nd}_t = -3,5 - +0,7$). В этот же интервал попадает значение $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0,512542$ ($\epsilon\text{Nd}_t = -1,9$) андезибазальта Тоссор. В породах Южного Тянь-Шаня определен узкий интервал $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = 0,51284 - 0,51296$ ($\epsilon\text{Nd}_t = +2,7 - +6,0$).

На диаграмме соотношений начального $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $100/\text{Nd}$ (рис. 5.11) обособляются самостоятельные тренды пород Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня, сходящиеся между собой в сильно обедненной части диаграммы. Тренд пород Южного Тянь-Шаня не выходит за пределы обедненного поля изотопов Nd в мантийном источнике, а тренд пород Северного – Срединного Тянь-Шаня протягивается к обогащенным составам корового источника. На последнем тренде располагаются фойдиты–базаниты Кенкол, базаниты Каратоюн и Коргон и базальты–трахибазальты Торайгыр. Базаниты Учкудук смещены к тренду пород Южного Тянь-Шаня. Трахиандезибазальты Коргон образуют обособленную группу, смещенную от пород корового источника Северного – Срединного Тянь-Шаня с относительным снижением значений обратных концентраций Nd .

На диаграмме соотношений изотопов Nd и Sr (рис. 5.12) породы Северного – Срединного Тянь-Шаня располагаются вдоль линии смешения материала из подлитосферного сильно изотопно-обедненного источника (начальное $\epsilon\text{Nd} = +6,5$, начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7031$) и лито-

сферного источника, обогащенного рубидием со значением начального $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7051$, но обедненного легкими редкоземельными элементами со значением начального $\epsilon\text{Nd} = +1,0$. Фигуративные точки пород, производных плавления неоднородного корового материала, смещены в область диаграммы с обогащенными характеристиками изотопов Nd и Sr.

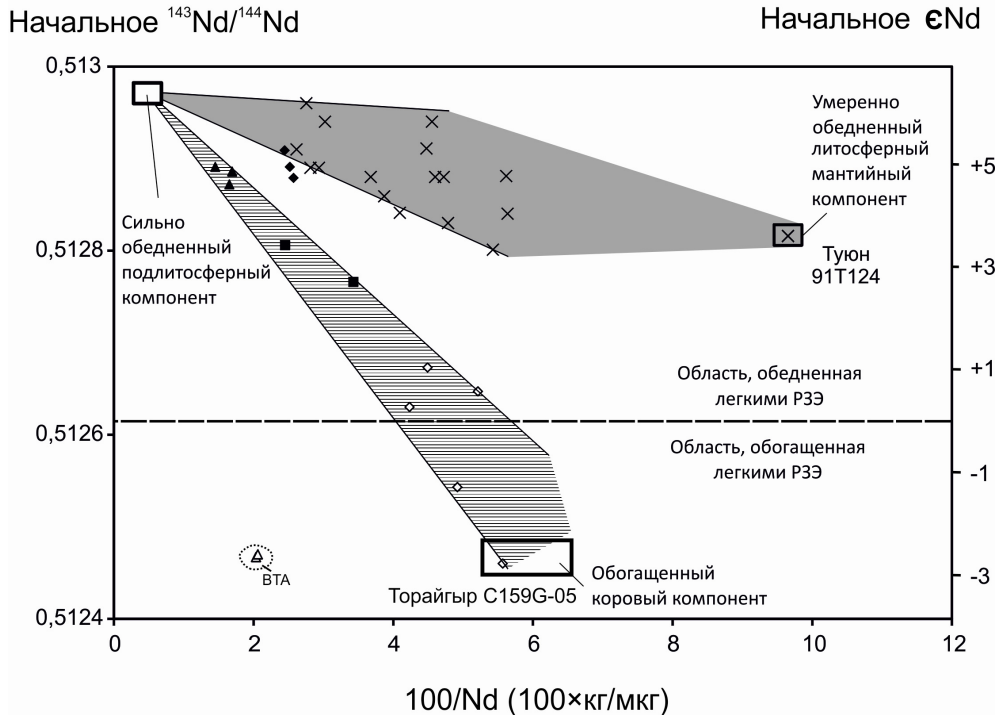


Рис. 5.11. Диаграмма соотношений начального $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $100/\text{Nd}$ (100×кг/мкг) в породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3

Тренд с максимальными значениями начального $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах Южного Тянь-Шаня моделируется прямой линией. В модели такого типа допускается смешение материала из двух источников (например, А – астеносферы, L – литосферы), не отличающихся между собой по соотношениям концентраций Nd и Sr ($K = (\text{Sr}/\text{Nd})_A / (\text{Sr}/\text{Nd})_L = 1$), но имеющих разный изотопный состав этих элементов. Указанные условия соблюдаются, если в источниках А и L находится однотипный субстрат с разным временем замыкания изотопных систем. В данном случае прямая модельная линия может соответствовать смешению сильно изотопно-обедненного материала гомогенной мел-палеогеновой конвектирующей подлитосферной мантии (начальное $\epsilon\text{Nd} = +6,5$) с более древним консолидированным материалом литосферы с близким Sr/Nd (начальное $\epsilon\text{Nd} = +5,0$). Смещение точек ниже прямолинейного тренда объясняется гетерогенным составом примесного компонента из литосферного источника с параметром K, превышающим 1.

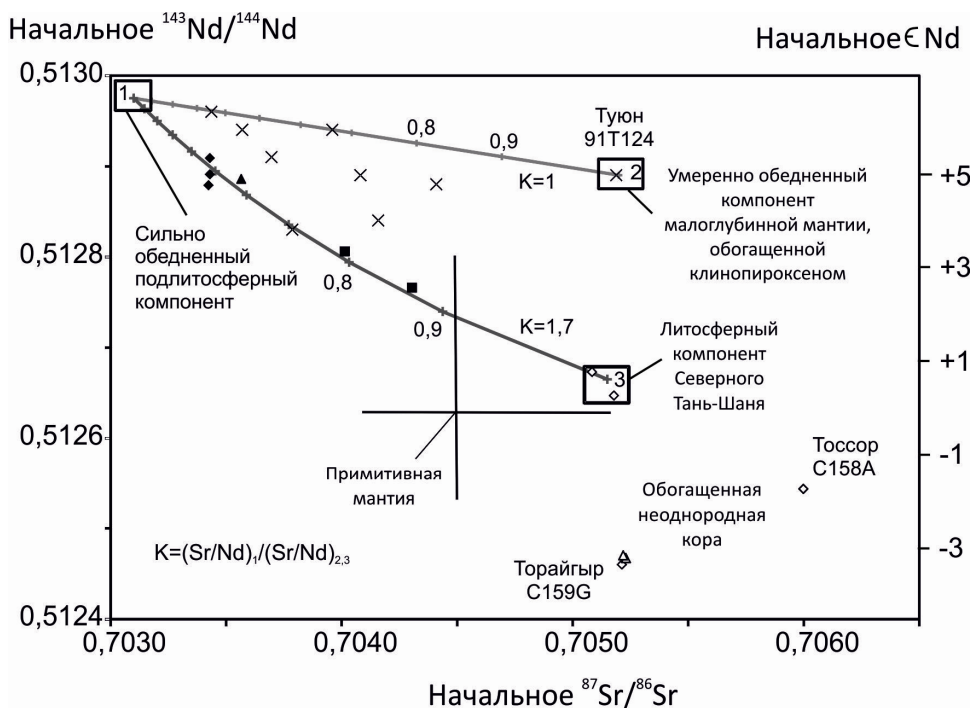


Рис. 5.12. Диаграмма начальных $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3

Ниже линии смешения материала из подлитосферного сильно изотопно-обедненного источника и литосферного источника Северного – Среднего Тянь-Шаня точки пород Южного Тянь-Шаня не распространяются.

5.4. Обсуждение

5.4.1. Оценки пространственных вариаций глубины и степени частичного плавления мантийных источников

В координатах $(\text{La}/\text{Yb})_N - \text{Yb}_N$ распределение точек базанитов северной части восточной линии (Кастек, Байдулы, Учкудук) моделируется линиями частичного плавления источника ($F = 3-5\%$) с варьирующими содержаниями граната (от 2,6 до 4,4%) (рис. 5.13, б). Максимальные содержания граната базанитов Кастек отражают относительное увеличение глубины источника, минимальные базанитов Учкудук – уменьшение. Базаниты центральной части западной зоны (Коргон и Каратоюн) сопоставимы в этих координатах с базанитами центральной части восточной зоны (Учкудук, Байдулы) по степени частичного плавления и смещены в область с меньшими содержаниями граната (1,5–3,5).

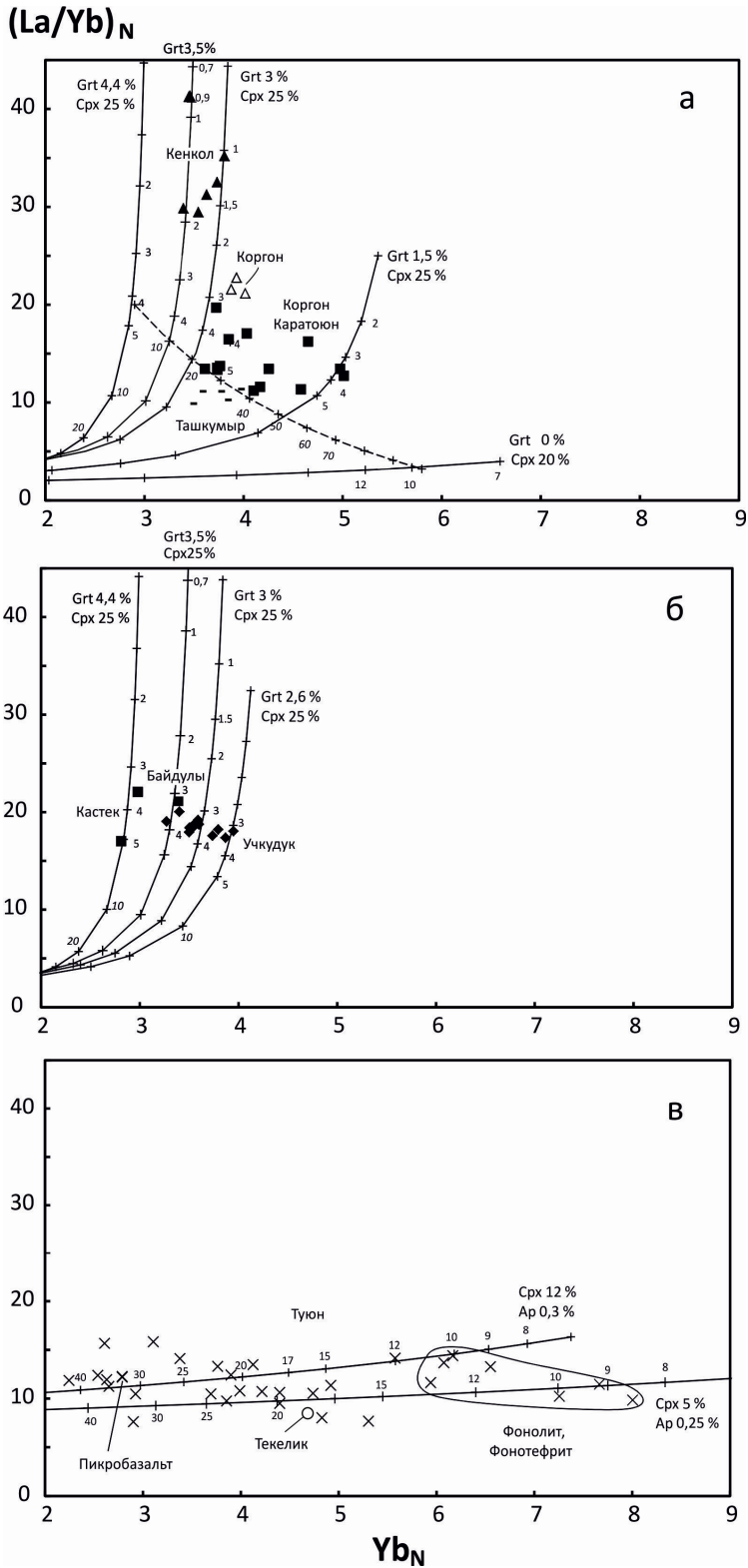


Рис. 5.13. Диаграмма $(La/Yb)_N - Yb_N$ для пород линии Ташкумыр – Кенкол (а), северной части линии Туюн – Кастек (б) и южной части этой же линии (в). Усл. обозн.

см. рис. 5.3. Нанесены линии частичного равновесного плавления пиролита [40]. Для расчета концентраций La и Yb в источниках с содержанием клинопироксена выше, чем в пиролите (>15 %), и с апатитом использованы составы клинопироксенов из ксенолитов [12; 38] и мантийных апатитов А-типа [44]. Коэффициенты распределения минерал/расплав: Ol (оливин), Орх (ортопироксен), Grt (гранат) – [34], Срх (клинопироксен) – [32], Ap (апатит) – [35]. Модальный минеральный состав источников: содержания Срх, Grt, Ap указаны на графиках, Орх – 20 %, остальное – Ol. Цифры на трендах (сплошные линии) – степень частичного плавления. На диаграмме *a* штриховой линией показано смешение выплавов из источников с гранатом и без граната. Цифры на этом тренде – доля компонента шпинелевой фации

Наименее глубинные из них могут представлять собой результат смешения выплавов из гранатсодержащего и безгранатового субстратов. Точки базанитов и фойдитов Кенкол распределяются вдоль модельных линий с повышенными содержаниями граната (3,0–3,5 %) при сравнительно низкой степени частичного плавления ($F = 0,9–2,0$ %) (рис. 5.13, б). Подобно восточной зоне, в западной имело место относительное увеличение глубинности источника на ее северном окончании.

Мел-палеогеновая серия впадины Туюн моделируется в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ плавлением безгранатового мантийного источника с варьирующими содержаниями клинопироксена и апатита (соответственно, 5–12 и 0,25–0,30 %) (рис. 5.13, в). О вероятном присутствии апатита свидетельствует максимум Sr–P относительно соседних PЗЭ, Zr и Hf в ряду несовместимых элементов (см. рис. 5.9, б).

Магмогенерирующая область мантии Южного Тянь-Шаня ограничивалась снизу гранат-шпинелевым переходом. По экспериментальным данным в системе Ca–O–MgO–Al₂O₃–SiO₂ (CMAS) переход мог происходить в условиях ниже солидуса в интервалах давлений 1,8–2,0 GPa при температуре 1200 °C и 2,6–2,7 GPa при температуре 1500 °C (глубины 60–85 км). В Sr-содержащих системах шпинель сосуществует с гранатом. Повышение концентраций Sr смещает реакцию вхождения граната в область более высоких давлений. Присутствие Fe²⁺ оказывает противоположный эффект [36, 37]. Подобные оценки гранат-шпинелевого перехода получены в экспериментах с использованием обогащенных и обедненных перидотитов [46]. Предполагается, что плавление начинается в жилах гранатовых пироксенитов, стабильных в условиях более низких давлений, чем гранатовые перидотиты. Из результатов моделирования источников мел-палеогеновых базанитов, базальтов и пикробазальтов следует, что под впадиной Туюн (т. е. под южным окончанием зоны Туюн – Кастек) процессы плавления были сосредоточены на малоглубинном мантийном уровне шпинелевой фации при варьирующей степени частичного плавления (от 40 % для пикробазальтов до 12 % для базальтов). Под Северным Тянь-Шанем глубина выплавов базанитов и фойдитов увеличивалась, достигая максимума под северным окончанием восточной зоны (под участком Кастек).

Из общего анализа диаграмм рис. 5.13 приходим к выводу о сходных условиях выплавления базанитов в центральных частях восточной и западной зон, относительном увеличении глубинности магм в северном направлении (Кенкол, Кастек) и уменьшении – в южном (Туюн).

5.4.2. Оценки температур образования серии пикробазальт–фонолит под впадиной Туюн

Образование магматической серии с разной степенью частичного плавления мантийного материала под впадиной Туюн отражает вариации температур в малоглубинном источнике. Сильное плавление (F до 40 %) с образованием пикробазальтовых расплавов было обусловлено высокой температурой. Ликвидусная температура кристаллизации оливина в таких расплавах составляла 1427–1438 °С. Температурный интервал оценивается как минимальный исходя из предположения о безводном составе магм по двум уравнениям: $T\text{ (}^\circ\text{C)} = 1056,6 + 17,34 \times \text{MgO}$ и $T\text{ (}^\circ\text{C)} = 1000 + 20 \times \text{MgO}$, соответственно, [9; 22]. Ликвидусные температуры расплавов базанитового и трахибазальтового состава были ниже и составляли менее 1250 °С. Резкое отличие температур выплавки из малоглубинной мантии под впадиной Туюн может свидетельствовать об адиабатическом поднятии материала из глубинной части мантии.

5.4.3. Роль керсутита в источнике фоидитов

Группы пород из глубинного мантийного источника – базанитов–фоидитов Кенкол и базанитов Учкудук – сопоставляются между собой по сильно обедненным изотопным составам Sr и Nd. Если базаниты Учкудук имеют повышенные значения Mg# (64–69) при высоких концентрациях Sr и Ni, в фоидитах–базанитах Кенкол магнезиальность ниже (Mg# = 53–55).

Низкие содержания SiO₂ и высокие – TiO₂ объясняются включением в плавление керсутитсодержащего субстрата. Подобно фоидиту, керсутиту свойственна сильная недосыщенность кремнеземом при нормативном лейците. Слабое возрастание (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ в фоидитах–базанитах Кенкол относительно базанитов Учкудук согласуется с повышением роли Rb. Дополнительным аргументом в пользу плавления керсутита в мантийном источнике Кенкол служат низкие (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀, определенные в интервале от 0,70320 до 0,70334 для мегакристаллов этого типа из лав впадины Туюн (см. рис. 5.10).

5.4.4. Маркирующее значение U в малоглубинных источниках

Выплавки из мантии и коры резко отличаются между собой по отношению ниобия и урана. В мантийных океанических базальтах Nb/U = 47 ± 10, а в породах континентальной коры – ~ 10 [33; 43]. В ря-

ду несовместимых элементов океанических базальтов Nb и U образуют геохимически единую группу с Ta и K [49]. Отношение Th/U в мантийных породах в среднем составляет около 4 и в породах нижней коры возрастает до 6 [47]. Это отношение может меняться из-за разных коэффициентов распределения U и Th в гранате–расплаве и/или клинопироксене–расплаве [17; 24; 30]. Аномальное снижение и повышение этих отношений в породах может быть обусловлено также привнесом и выносом урана, миграция которого определяется его высокой подвижностью в окислительных условиях – образованием уранил–иона UO_2^{2+} с валентностью +6, соединения которого растворимы в воде [19]. Снижение начального $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах Северного – Срединного Тянь-Шаня сопровождается снижением Nb/U от значений океанических базальтов до значений, свойственных коровому субстрату (рис. 5.14).

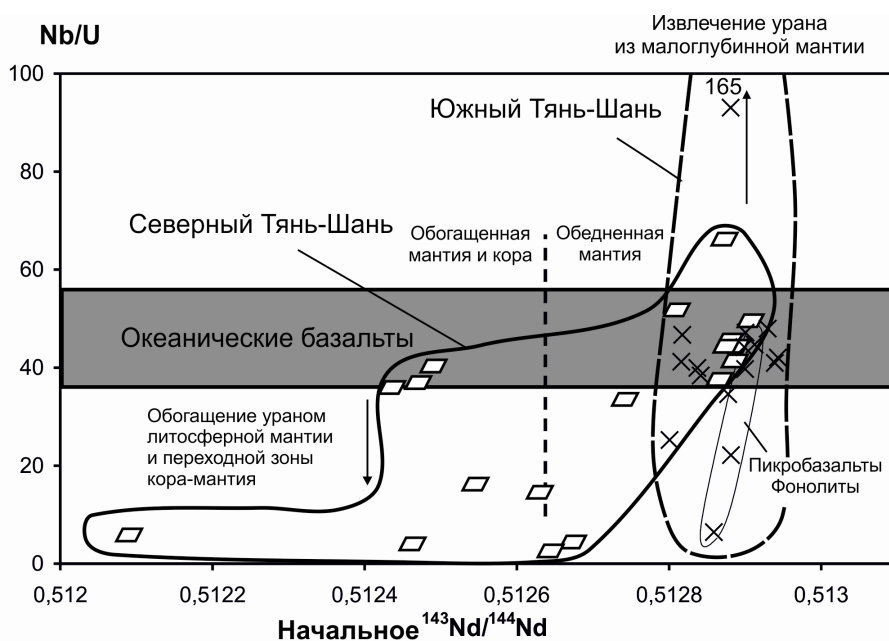


Рис. 5.14. Соотношения Nb/U – начального $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах Тянь-Шаня. Выделены только поля фигуративных точек пород Северного – Срединного и Южного Тянь-Шаня

В координатах Mg# – Nb/U (рис. 5.15, а) породы Тянь-Шаня занимают преимущественно область мантийных значений океанических базальтов. В группе базальтов–трахибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня отношения Nb/U снижаются до интервала 2,2–16,5, а среди базанитов Южного Тянь-Шаня выделяются составы с отношениями в интервале 80–167. Из рис. 5.15, б, в следует, что вариации Th/U и Nb/U в целом согласованы между собой, поэтому в данном случае эти отношения определяются повышением или снижением U, обусловленным его переносом водными растворами в окислительных условиях и осаждением на восстановительных барьерах.

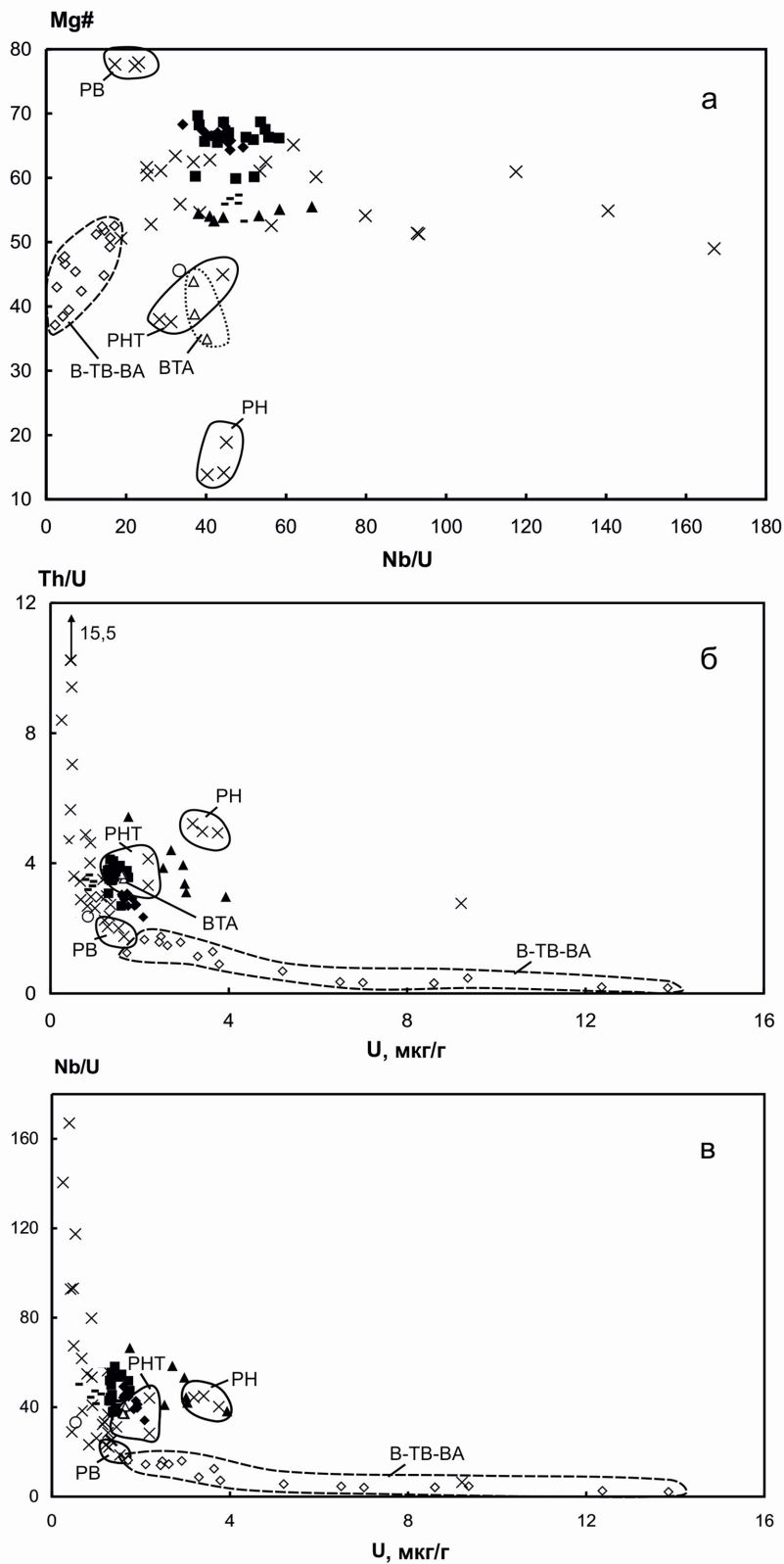


Рис. 5.15. Соотношения Mg# – Nb/U (а), Th/U – U (б) и Nb/U – U (в) в породах Тянь-Шаня. Усл. обозн. см. рис. 5.3

Принимая маркирующее значение урана для источников базанитов впадины Туюн и базальтов–трахибазальтов Северного – Срединного Тянь-Шаня, отметим, что первая группа пород является производной малоглубинной мантии шпинелевой фации, вторая – коры. Коровый источник мог обогащаться ураном комплементарно обеднению ураном малоглубинного мантийного источника. Вынос–привнос урана имел место в процессе позднепалеозойского закрытия Туркестанского палеоокеана. Интересно, что комплементарность по урану соблюдается только в базальтах–трахибазальтах восточной зоны, а в трахибазальтах Ташкумыр западной зоны не выражена.

5.4.5. Выражение латеральной смены магматических источников в глубинном строении Тянь-Шаня

Итак, во впадине Туюн магматизм возобновлялся в безгранатовой мантии (на глубинах ~ 40–85 км) на протяжении ~ 76 млн лет (122–46 млн лет назад). С одной стороны, проявились извержения пикробазальтовых расплавов, свидетельствующих о высокой температуре плавления, с другой стороны – извержения фонотефритовых и фонолитовых расплавов из магматической системы, термостатированной в условиях сравнительно низких температур. На территории Северного – Срединного Тянь-Шаня имели место магматические процессы в глубокой части мантии и в коре в более коротком временном интервале 61–53 млн лет назад.

Скоростной пофиль китайских сейсмологов свидетельствует о наличии слэбовых фрагментов, стагнирующих в мантии под Южным и Срединным Тянь-Шанем (см. рис. 3.6). Под Южным Тянь-Шанем, в интервале глубин 50–80 км, на профиле обозначилась низкоскоростная линза, которая может сопоставляться с малоглубинным источником мел-палеогеновых выплавов под впадиной Туюн. Менее глубинные низкоскоростные аномалии могут отражать в основном неоднородности, созданные в коре Тянь-Шаня на позднекайнозойском этапе аккомодации процессов Индо-Азиатской конвергенции. Остаточная низкоскоростная аномалия Р-волн протягивается от впадины Туюн к северу на глубине около 80 км, а под Северным Тянь-Шанем, в районе оз. Иссык-Куль, низкоскоростные аномалии находятся на глубине около 130 км [15]. Современные низкие скорости сейсмических волн определены под Тянь-Шанем в широком интервале глубин выше переходной зоны мантии в серии работ [1; 3; 6; и др.].

Профиль магнитотеллурического зондирования [23] интерпретирован в связи с предполагаемым надвиганием складчатых структур Тянь-Шаня на литосферу Таримского блока и зарегистрировал две низкоомные зоны; одна из них отнесена к палеосубдукционной системе, протянувшейся севернее Нарынской впадины, под Киргизским хребтом, другая – к коллизионным структурам над литосферой Таримского блока, прослеженным на 200 км к югу от Нарынской впадины. Данные

сейсмического эксперимента MANAS [14; 29] представлены с точки зрения поддвига Таримской платформы под Тянь-Шань. Движениями охвачена вся кора и верхняя часть литосферной мантии. Предполагается, что мезозойско-кайнозойские движения унаследовали средне-позднепалеозойские аккреционные структурные элементы аллохтонных террейнов Южного Тянь-Шаня. Независимо от той или иной интерпретации структуры литосферы, малоглубинный мантийный источник пикробазальт–фонолитовой серии впадины Туюн должен характеризовать мантию Таримского блока, подстилающую коллизионный комплекс, а контрастные по глубине мантийный и коровый источники фойдит–базанит–базальт–андезибазальтовой ассоциации – литосферную мантию и кору, оформившуюся в обстановке палеосубдукции плиты Туркестанского палеоокеана под Казахстан–Киргизский палеоконтинент.

Точки пород мантийных и коровых источников Северного – Срединного Тянь-Шаня находятся на разных изохронных линиях (см. рис. 5.10, *a*). Следовательно, субстрат этих источников не мог формироваться в результате комплементарного разделения мантийного и корового материала, как это имело место, к примеру, в ходе Панафриканской орогении [45]. Коровые источники сохранили изотопно-геохимическую специфику пород, формировавшихся при каменноугольной субдукции коры Туркестанского океанического бассейна под Казахстан–Киргизский палеоконтинент [2]. Мантийные же источники не несли прямую изотопно-геохимическую характеристику того времени, а отразили процессы, обусловленные мел–палеогеновой активностью мантии. По-видимому, действовал механизм поднятия астеносферы, подобный позднекайнозойскому поднятию астеносферы под активной континентальной окраиной запада США ([4] и ссылки в этой работе).

Разная глубина источников мел–палеогенового магматизма Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня объясняется моделью локальной конвекции, существовавшей под зоной закрывшегося Туркестанского палеоокеана. Малая глубина плавления мантии под Южным Тянь-Шанем свидетельствует о сравнительно тонкой литосфере. Восходящая конвективная ветвь обеспечила тепло-массоперенос мантийного материала под впадиной Туюн и длительные извержения. Увеличение глубины выплавок к Северному – Срединному Тянь-Шаню отразило эпизод латеральной конвективной дестабилизации (рис. 5.16).

Извержениям разноглубинных мантийных и коровых выплавок в Северном – Срединном Тянь-Шане в интервале 61–53 млн лет назад способствовал дополнительный фактор, обусловивший, с одной стороны, проницаемость литосферы для материала, поднимавшегося из подлитосферной конвектирующей мантии, с другой стороны – плавление материала внутрилитосферных источников. В качестве такого дополнительного фактора мог служить тектонический стресс, вызванный в литосфере Тянь-Шаня начавшейся Индо-Азиатской коллизией. Плавление коры Северного – Срединного Тянь-Шаня имело место почти одновре-

менно с процессами, повлекшими за собой проявление магматизма кислого состава в Центральном и Северном Тибете во временном интервале 51–39 млн лет назад [21]. Этот магматизм концентрировался в субмеридиональной зоне, пересекавшей Центральный и Северный Тибет южнее Таримского блока [50]. Коровые выплавки в субмеридиональной восточной зоне магматического ареала Тянь-Шаня формировались на северном продолжении тибетской зоны кислого магматизма. Таким образом, зоны эоценового плавления коры, по-видимому, отражали однотипные глубинные процессы, обусловленные Индо-Азиатской коллизией и протекавшие под Тянь-Шанем и Тибетом.

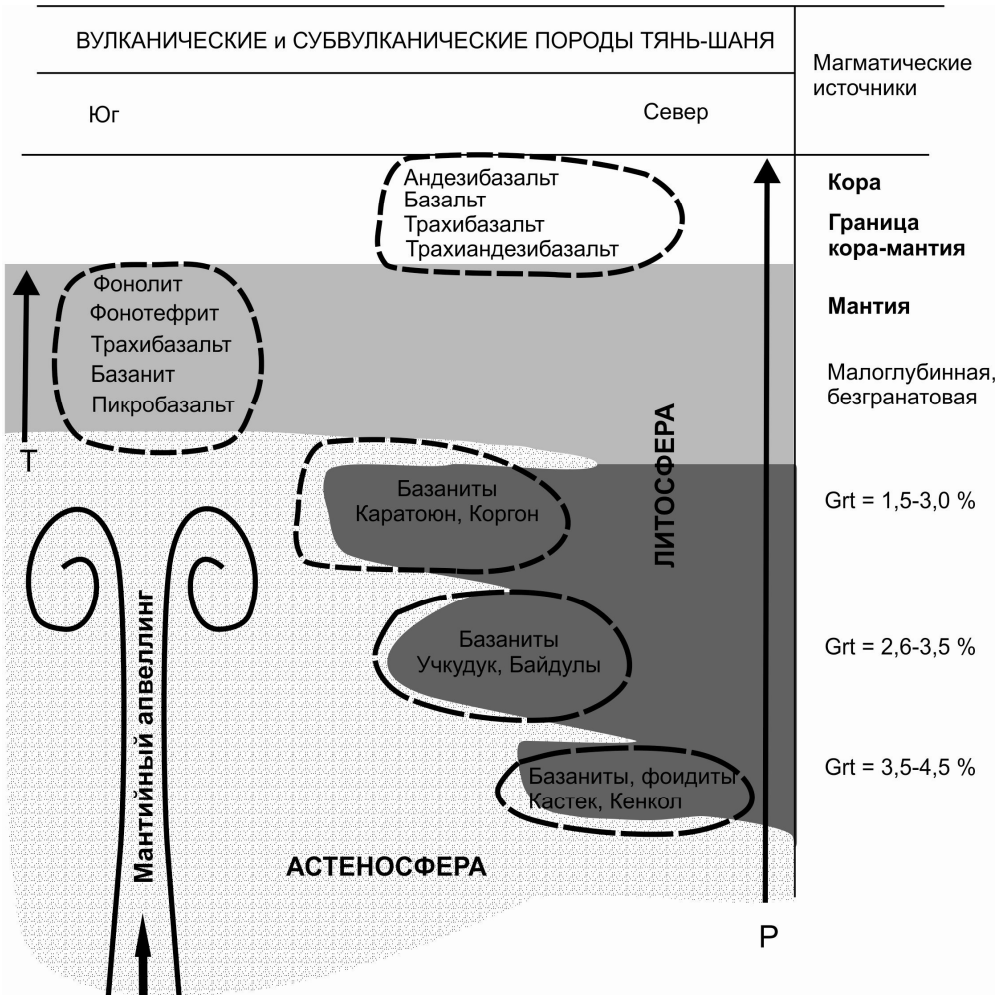


Рис. 5.16. Пространственные соотношения мел-палеогеновых пород Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня и их предполагаемые источники. Штриховыми линиями обозначены области смешения разноглубинного гранат-содержащего и безгранатового материала с однородным конвектирующим материалом астеносферы. Стрелками показаны основные факторы, обусловившие изменение состава расплавов: относительные вариации температуры (Т) в малоглубинном мантийном источнике Южного Тянь-Шаня и давления (Р) в разноглубинных мантийных и коровых источниках Северного – Срединного Тянь-Шаня

5.5. Заключение об унаследованном характере источников мел-палеогенового вулканизма Южного и Северного – Срединного Тянь-Шаня в мантии и коре сомкнувшихся берегов Туркестанского палеоокеана

Выполненное сопоставление геохимических данных по мел-палеогеновому магматизму Северного – Срединного и Южного Тянь-Шаня выявило их существенное различие, подтверждающее геологическую схему, в которой основной структурный шов сомкнувшихся берегов Туркестанского палеоокеана находится между Южным и Срединным Тянь-Шанем (рис. 5.17).

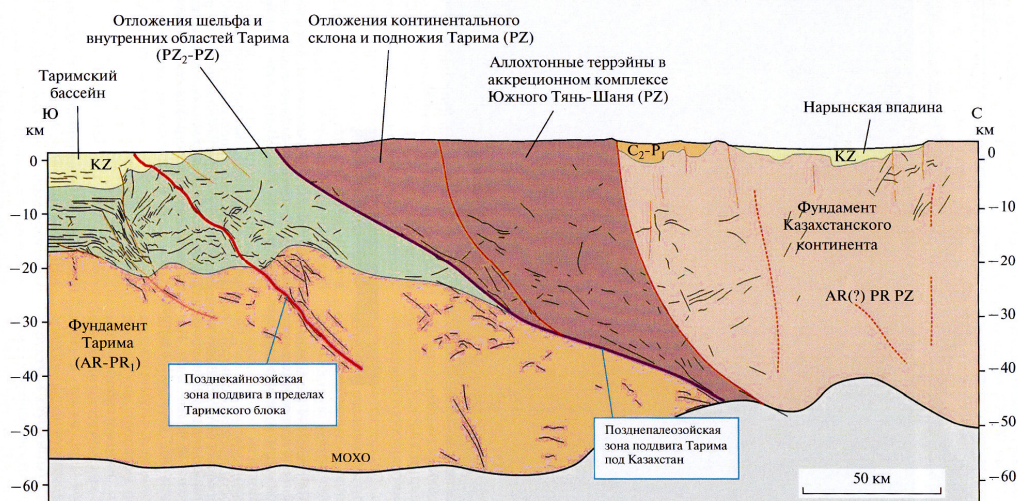


Рис. 5.17. Вариант геологической интерпретации плотностной модели сейсмического разреза земной коры по профилю MANAS [14]

Согласно имеющимся К–Ar и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датировкам, в Южном Тянь-Шане на протяжении длительного временного интервала 122–46 млн лет назад извергалась серия расплавов пикробазальт–базанит–фонотефрит–фонолит, производная плавления единого малоглубинного источника шпинелевой фации мантии, а в Северном – Срединном Тянь-Шане в интервале 61–53 млн лет назад был представлен ряд пород фойдит–базанит–трахибазальт–базальт–андезибазальт. Базаниты и фойдиты выплавлялись из глубокой части мантии гранатовой фации, а трахибазальты, базальты и андезибазальты – из нижней коры.

Смена магматических источников от Южного Тянь-Шаня к Северному – Срединному отражала мел-палеогеновую переработку мантийных и коровых неоднородностей, образовавшихся в процессе позднепалеозойского закрытия Туркестанского палеоокеана. С одной стороны, адиабатическое поднятие мантийного материала под Южным Тянь-Шанем (под впадиной Туюн) обусловило длительное стабильное поступление

разнотемпературных выделок с малой глубины мантии, с другой стороны – более короткий эпизод активности источников с контрастных глубин мантии и нижней части коры отразил включение дополнительного фактора активизации глубинных процессов, возможно, тектонический стресс, вызванный в литосфере Тянь-Шаня начавшейся Индо-Азиатской коллизией. Выплавление высокотитанистых фойдитов было обусловлено присутствием в источнике керсутита. Маркирующее значение имело распределение урана. В глубокой восстановленной части мантии гранатовой фации этот элемент не был подвижным, но мигрировал из окисленной малоглубинной части мантии шпинелевой фации на уровень коры.

Список литературы

1. Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. – 297 с.
2. Буртман В. С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое / В. С. Буртман. – М. : ГЕОС, 2006. – 216 с. (Тр. Геол. ин-та. Вып. 570.)
3. Винник Л. П. Глубинная структура и динамика литосферы Тянь-Шаня / Л. П. Винник, А. М. Сайипбекова, Ф. Н. Юдахин // Докл. АН СССР. – 1989. – Т. 268. – С. 143–146.
4. Геохимическая эволюция средне-позднекайнозойского магматизма в северной части рифта Рио-Гранде, запад США / С. В. Рассказов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2010. – Т. 29, № 1. – С. 15–43.
5. Грачев А. Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня / А. Ф. Грачев // Физика Земли. – 1999. – № 10. – С. 26–51.
6. Деформации земной коры Северного Тянь-Шаня по геофизическим и сейсмологическим данным / С. А. Тычков [и др.] // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – М. ; Бишкек, 2006. – Вып. 1. – С. 126–135.
7. Додонова Т. А. Интрузивные формации платформенного этапа / Т. А. Додонова // Геология СССР. – 1972. – Т. 25, ч. 2. – С. 133–134.
8. Калиевая и калинаторовая вулканические серии в кайнозойе Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 351 с.
9. Кутолин В. А. К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава / В. А. Кутолин // Геология и геофизика. – 1966. – № 11. – С. 42–51.
10. Латеральная смена источников мел-палеогенового магматизма в Тянь-Шане: унаследованная гетерогенность литосферы в сомкнувшихся берегах Туркестанского палеоокеана / С. В. Рассказов [и др.] // Петрология (в печати).
11. Мезо-кайнозойский внутриплитный магматизм Центральной Азии: данные по мел-палеогеновым базальтам Тянь-Шаня / В. А. Симонов [и др.] // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 7. – С. 689–705.
12. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне / И. В. Ащепков [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1162–1190.
13. Особенности мезо-кайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня / Миколайчук А. В. [и др.] // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке. – М. ; Бишкек, 2006. – Вып. 1. – 2006. – С. 50–57.
14. Поддвиг Тарима под Тянь-Шань и глубинная структура зоны их сочленения: основные результаты сейсмических исследований по профилю MANAS (Кашгар-Сонкель) / В. И. Макаров [и др.] // Геотектоника. – 2010. – Т. 44, № 2. – С. 23–42.

15. *Сабитова Т. М.* Скоростные неоднородности литосферы Тянь-Шаня в связи с геодинамикой и сейсмичностью / Т. М. Сабитова, Н. Х. Багманова, Е. Л. Миркин // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геозкологические проблемы. – М. ; Бишкек, 2009. – С. 406–415.
16. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). – М. : Научный Мир, 2005. – 400 с.
17. *Титаева Н. А.* Ядерная геохимия / Н. А. Титаева. – М. : Изд-во МГУ, 1992. – 272 с.
18. Ультрамафитовые включения в лимбургитах Северного Тянь-Шаня и проблема пироксенитов в верхней мантии / Г. Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 1979. – № 3. – С. 65–77.
19. *Фор Г.* Основы изотопной геологии : пер. с англ. / Г. Фор. – М. : Мир, 1989. – 590 с.
20. *Чедия О. К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования / О. К. Чедия. – Фрунзе : Илим, 1971. – Кн. 1. – 332 с.; 1972. – Кн. 2. – 226 с.
21. An Eocene magmatic belt across central Tibet: mantle subduction triggered by the Indian collision? / F. Roger [et al.] // Terra Nova. – 2000. – Vol. 12. – P. 102–108.
22. *Arndt N.* Komatiite / N. Arndt, C. M. Leshner, S. J. Barnes. – Cambridge University Press, 2008. – 458 p.
23. *Bagdasarov N.* State of lithosphere beneath Tien Shan from petrology and electric conductivity of xenoliths / N. Bagdasarov, V. Batalev, V. Egorova // J. Geophys. Res. – 2011. – Vol. 116, B01202, doi: 10.1029/2009JB007125.
24. *Beattie P.* Uranium-thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite / P. Beattie // Nature. – 1993. – Vol. 363, N 6424. – P. 63–65.
25. Cenozoic tectonic and geodynamic evolution of the Kyrgyz Tien Shan Mountains: A review of geological, thermochronological and geophysical data / M. M. Buslov [et al.] // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 29. – P. 205–214. doi:10.1016/j.jseaes.2006.07.001
26. Cretaceous-Paleogene alkaline magmatism in Tuyon basin, southwest Tianshan mountains: geochronology, petrology and geochemistry / J. Q. Ji [et al.] // Acta Petrologica Sinica. – 2006. – Vol. 22, N 5. – P. 1324–1340.
27. *De Grave J.* Distant effects of India–Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology / J. De Grave, M. M. Buslov, P. Van den haute // Journal of Asian Earth Sciences. – 2007. – Vol. 29. – P. 188–204. doi:10.1016/j.jseaes.2006.03.001
28. *Faure G.* Origin of igneous rocks: the isotopic evidence / G. Faure. – Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, N. Y., 2001. – 496 с.
29. Fine crustal structure beneath the junction of the southwest Tian Shan and Tarim Basin, NW China / R. Gao [et al.] // Comparative evolution of past and present accretionary orogens: Central Asia and the circum-Pacific / R. Hall, B.-M. Jahn, J. Wakabayashi, W. Xiao eds. – Lithosphere GSA Data Repository Item 2013224. Geological Society of America, 2013. doi: 10.1130/L248.1
30. *Foley S. F.* High U/Th partitioning by clinopyroxene from alkali silicate and carbonatite metasomatism: an origin for Th/U disequilibrium in mantle melts? / S. F. Foley, C. M. Petibon // Terra Nova. – 2001. – Vol. 13. – P. 104–109.
31. *Han B.-f.* A noncognate relationship between megacrysts and host basalts from the Tuoyun basin, Chinese Tian Shan / B.-f. Han, J.-b. Liu, L. Zhang // J. Geol. – 2008. – Vol. 116. – P. 499–509.
32. *Hart S. R.* Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements / S. R. Hart, T. Dunn // Contrib. Miner. Petrol. – 1993. – Vol. 113. – P. 1–8.
33. *Hofmann A. W.* Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution / A. W. Hofmann // Chemical Geology. – 1986. – Vol. 57, N 1. – P. 17–30.

34. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle / A. N. Halliday [et al.] // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1995. – Vol. 133. – P. 379–395.
35. *Ionov D. A.* Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle / D. A. Ionov, W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly // *Chem. Geol.* – 1997. – Vol. 141. – P. 153–184.
36. *Klemme S.* The influence of Cr on the garnet–spinel transition in the Earth's mantle: experiments in the system MgO–Cr₂O₃–SiO₂ and thermodynamic modeling / S. Klemme // *Lithos.* – 2004. – Vol. 77. – P. 639–646. doi:10.1016/j.lithos.2004.03.017
37. *Klemme S.* The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite / Klemme S., O'Neill H. St. C. // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2000. – Vol. 138. – P. 237–248.
38. *Litasov K. D.* Magmatic modification and metasomatism of the subcontinental mantle beneath the Vitim volcanic field (East Siberia): evidence from trace element data on pyroxenite and peridotite xenoliths from Miocene picobasalt / K. D. Litasov, S. F. Foley, Yu. D. Litasov // *Lithos.* – 2000. – Vol. 54. – P. 83–114.
39. Mantle and crustal magmatic sources for Cretaceous–Paleogene basalts from the Lake Issyk-Kul region, Tien Shan: trace-element and Sr-isotopic evidence / S. V. Rasskazov [et al.] // *Tectonic evolution and crustal structure of the Tien Shan belt and related terrains in the Central Asian orogenic belt. International Excursion and workshop.* – Bishkek, 2009. – P. 47–50.
40. *McDonough W. F.* The composition of Earth / W. F. McDonough, S.-S. Sun // *Chem. Geol.* – 1995. – Vol. 120. – P. 223–253.
41. *Mikolaichuk A. V.* Cretaceous–Paleogene basalts of the Tian Shan [Electronic resource] / A. V. Mikolaichuk, V. A. Simonov // *Large Igneous Province of the Month.* March 2006. – URL: <http://www.Largeigneousprovinces.org/LOM.html>.
42. *Mikolaichuk A. V.* Plume magmatism of Junggar and north Tien Shan / A. V. Mikolaichuk, V. A. Simonov, A. V. Travin // *Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Abstracts.* – Novosibirsk : Sibprint, 2009. – P. 211–213.
43. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution / A. W. Hofmann [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1986. – Vol. 79, N 1. – P. 33–45.
44. *O'Reilly S. Y.* Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle / S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin // *Lithos.* – 2000. – Vol. 53. – P. 217–232.
45. *Rasskazov S. V.* Radiogenic isotopes in geologic processes / S. V. Rasskazov, S. B. Brandt, I. S. Brandt. – Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, N. Y., 2010. – 306 p.
46. *Robinson J. A. C.* The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus / J. A. C. Robinson, B. J. Wood // *Earth and Planetary Science Letters.* – 1998. – Vol. 164. – P. 277–284.
47. *Rudnick R. L.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R. L. Rudnick, D. M. Fountain // *Reviews of Geophysics.* – 1995. – Vol. 33, N 3. – P. 267–309.
48. *Sobel E. R.* Cretaceous – Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and the Kirgiz Tian Shan: the trace of a small plume / E. R. Sobel, N. Arnaud // *Lithos.* – 2000. – Vol. 50. – P. 191–215.
49. *Sun S.-S.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication* / eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. – 1989. – Vol. 42. – P. 313–345.
50. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications / N. O. Arnaud [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1992. – Vol. 111. – P. 351–367.
51. The lithospheric mantle beneath the southwestern Tianshan area, northwest China / J. Zheng [et al.] // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 2006. – Vol. 151. – P. 457–479.

Глава 6

ДИВЕРГЕНЦИЯ В ЯДРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ: РОЛЬ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ЮЖНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

6.1. Проблема соотношений вулканизма с развитием кайнозойских континентальных рифтовых структур

Эта проблема рассматривалась в работах [10; 16; 18; 24, 25; и др.]. Обращалось внимание на то, что «...в неоген-четвертичное время базальтовый и родственный ему вулканизм охватил громадные площади континентов и океанов. Только для небольшой их части можно подметить какую-то связь излияний с рифтовыми структурами. Для двух континентальных рифтовых систем (Байкальской и Рейнской) она вообще сомнительна. В Байкальской зоне только в двух из десяти крупных грабенов имеются вулканиты, а все остальные, в том числе крупнейший Байкальский, лишены признаков новейшего вулканизма» [37, с. 146].

Изотопно-геохимическими исследованиями вулканических полей Внутренней Азии последних лет выявлены существенные различия глубинной динамики под вулканическими территориями, отразившиеся в характере компонентного состава излившихся лав. В подлитосферных источниках Центральной Монголии, активизированных вследствие распространения процессов конвергенции от зоны Индо-Азиатского взаимодействия, установлена определяющая роль подлитосферных палеослабых и надпалеослабых компонентов. Выделена отличительная особенность источников рифтогенного магматизма, заключающаяся в вовлечении в плавление компонентов литосферы и подстилающей астеносферы [9].

Рифтогенез – процесс растяжения и утонения литосферы, выражающийся в плавлении ее нижней части и образовании грабенов – в верхней. Совместный анализ данных по глубинному и поверхностному выражению рифтогенеза во времени и пространстве открывает возможности реконструкций этого процесса как единого целого. Грабены могли образоваться и без вулканических проявлений. Вулканические извержения предотвращались в этом случае какими-то физическими причинами, судить о которых не предоставляется возможным из-за отсутствия продуктов извержений. Но если они появляются, то служат важным критерием наличия или отсутствия рифтогенного плавления нижней части литосферы.

При оценке геодинамической роли вулканизма важна аргументация «пассивного» или «активного» характера глубинных процессов под рифтовыми структурами. При «пассивном» механизме рифтогенеза условия растяжения существуют в нижней части литосферы благодаря тектоническому стрессу, который может иметь разную природу. Плавление вызывает декомпрессия (относительное снижение давления) в литосфере, поэтому реализуется тепло непосредственно объема мантии, вовлекающегося в декомпрессию. Температура в источнике не может возрасти, если отсутствуют дополнительные источники тепла, поэтому все продукты вулканической деятельности, сопровождающие «пассивный» рифтогенез, характеризуются сравнительно низкими ликвидусными температурами (обычно не превышающими 1250 °С). При «активном» механизме рифтогенеза подлитосферная мантия и нижняя часть литосферы получает дополнительную порцию тепла, соответствующую адиабатической температуре нижнего термального граничного слоя конвектирующей системы. Температура в центральных частях мантийных плюмов, производных границы ядро – мантия может достигать 1600 °С. Обычно под рифтовыми системами образуется верхнемантийная конвектирующая система, в которой порции адиабатически поднятого мантийного материала имеют ликвидусные температуры порядка 1350–1400 °С.

В настоящей главе мы сосредоточим внимание на проявлении признаков растяжения и вовлечения в плавление источников нижней части литосферы и адиабатически-поднятых порций мантийного материала в продуктах вулканических извержений Южно-Байкальской рифтовой впадины. Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка химиков-аналитиков М. Е. Марковой, Е. А. Михеевой, расчеты – Т. А. Ясныгиной). Характеристика методик приведена в работе [23]. При калий-аргоновом датировании пород измерения радиогенного аргона проведены С. С. Брандтом по методике, приведенной в работе [3], измерения калия – М. М. Самойленко методом пламенной фотометрии. Возраст рассчитан по константам: $\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10}$; $\lambda_K + \lambda_\beta = 5,543 \cdot 10^{-10}$ лет⁻¹, где λ_K – постоянная захвата электрона К-оболочки ядром ⁴⁰K; λ_β – постоянная β -распада. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре института классическим «мокрым» методом (аналитики Г. В. Бондарева и М. М. Самойленко).

6.2. Южно-Байкальская впадина – ядро Байкальской рифтовой системы

Байкальская рифтовая система образовалась в позднем кайнозое в сочетании трех рифтовых зон. Ее центральную часть составляет Байкальская рифтовая зона (рис. 6.1), северо-западную часть – Окинско-Тоджинская и южную – Центрально-Монгольская [9]. В раннем-среднем кайнозое были активными структуры Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, развитие которой предшествовало развитию рифтовых зон Байкальской системы. В раннем и среднем кайнозое (возможно, начиная с кампана-маастрихта) Южно-Байкальская впадина была центральным звеном Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, а затем, в позднем кайнозое, – Байкальской рифтовой зоны. Позднекайнозойский рифтогенез начинался в этой впадине и распространялся от нее в северо-восточном и западном направлениях.

Рассматривая Южно-Байкальскую впадину как историческое ядро Байкальской рифтовой зоны, Н. А. Логачев писал [17, с. 510]: «Хотя вопрос о значительной древности Южнобайкальской впадины поставлен давно* и несколько позже развернуто аргументирован [15], во всех публикациях, особенно многочисленных в 90-х гг. в связи с реализацией на Байкале ряда международных геолого-геофизических проектов, начало формирования впадины озера Байкал относится по-прежнему к промежутку 30–35 млн лет**. Исключением является работа***, специально посвященная времени заложения Байкальской впадины, в которой начало опусканий в Южном Байкале отнесено к 55–60 млн лет. т. е. к палеоцену. Доводы в пользу древнего заложения (верхний мел-палеоцен) Южнобайкальской впадины, приведенные в [15], однако, остались незамеченными, в том числе и в только что упомянутой статье». С образованием впадины Южного Байкала связывались мел-палеоценовые отложения (галечники, пески, глины) на Сибирской платформе (до 30 м) и Витимском плоскогорье (до 200 м).

Мощность кайнозойских отложений в Южно-Байкальской впадине составляет до 6 км [33; 46] при общей мощности кайнозойских и мезозойских осадочных отложений до 14 км [21]. В других впадинах Байкальской рифтовой зоны мощность кайнозойских отложений не превышает 2 км [46].

Мы рассматриваем Южно-Байкальскую впадину в качестве структурного ядра не только Байкальской рифтовой зоны, но и всей Байкальской рифтовой системы, включая ее периферические рифтовые зоны: Окинско-Тоджинскую и Центрально-Монгольскую. Для понимания общей эволюции рифтогенеза на юге Сибири и в Монголии и соотношений

* Логачев Н. А. О соотношении магматизма и тектоники при рифтовом режиме активизации материков (на примере Кенийской и Байкальской рифтовых зон) // Байкальский рифт. М., 1968. С. 72–101.

** Кузьмин М. И. Байкальский проект – основные результаты реализации // Вестн. РАН. 2000. Т. 70, № 2. С. 109–116.

*** Николаев В. Г. О времени заложения Байкальской впадины // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1998. Т. 73, вып. 4. С. 13–16.

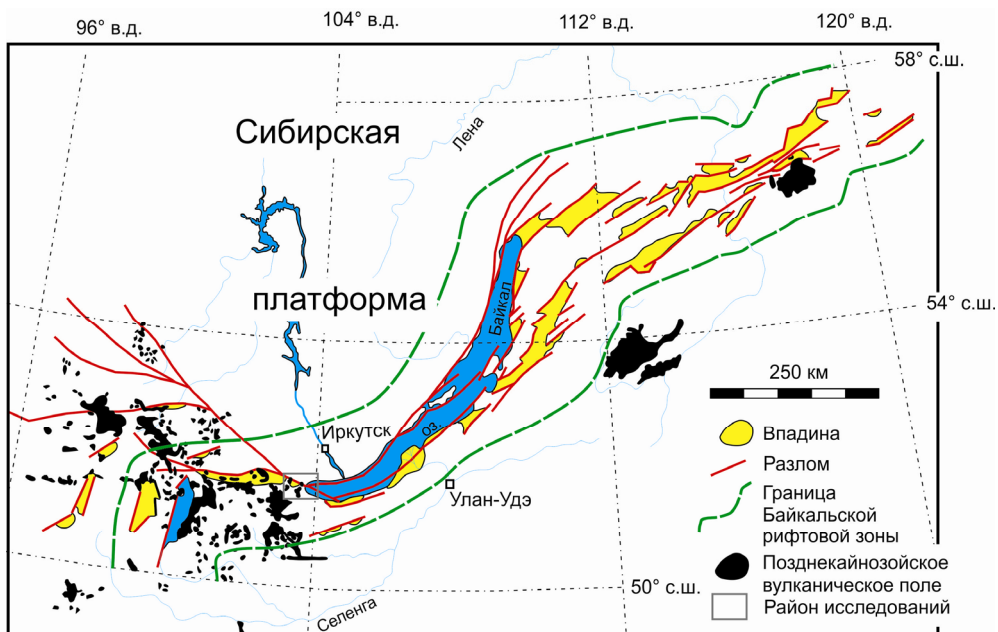


Рис. 6.1. Местоположение района исследований в Байкальской рифтовой зоне. Показаны только структурно-геоморфологические границы этой рифтовой структуры. Позднекайнозойские вулканические поля, расположенные за ее северо-западной границей относятся к Окинско-Тоджинской рифтовой зоне. Позднекайнозойские вулканические поля Центрально-Монгольской рифтовой зоны находятся в основном за южной рамкой схемы

активности ядра рифтовой системы и ее периферических структур показательно пространственно-временное распространение вулканизма. Ранне-среднекайнозойское развитие Тунка-Еравнинской рифтовой зоны сопровождалось вулканизмом в ареале Западного Забайкалья и в будущей Тункинской долине, а развитие рифтовых зон Байкальской системы – вулканизмом на обширной территории Центральной Монголии и юга Сибири. Обратимся к специфике вулканизма ядра Байкальской рифтовой системы.

6.3. Култукский вулкан, реперное значение пород вулкана для оценки вертикальных и горизонтальных движений верхней части земной коры

На западном окончании Южно-Байкальской впадины находится Култукский вулкан – одна из построек Камарской зоны миоценового вулканизма (рис. 6.2). Благодаря географической доступности вулкан с местным названием «Чертова гора» был отмечен геологом А. В. Львовым уже в начале XX столетия. Позже в районе пос. Култук был обозначен вулканический нект [34]. Учащиеся школы № 7 этого поселка,

под руководством преподавателя С. В. Снопкова, восприняли представление А. В. Львова о вулканическом происхождении Чертовой горы и обозначили на ее вершине центр извержений пяти лавовых потоков, спускающихся к берегу Байкала, проследили выходы пород вулкана и составили схематичную карту [11].

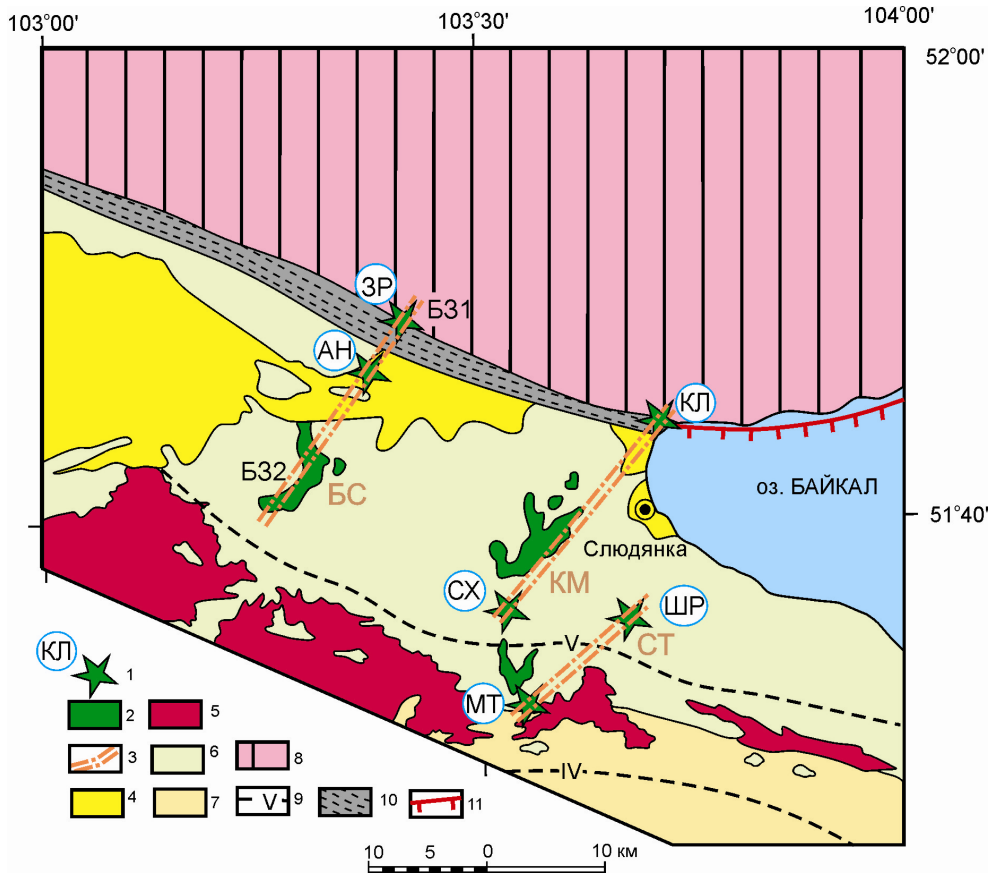


Рис. 6.2. Местоположение Култукского вулкана и близких по возрасту миоценовых вулканических построек, субвулканических тел и лавовых покровов Камарской (КМ), Становой (СТ) и Быстринской (БС) вулканических зон. 1 – миоценовые вулканы и неки Камарской вулканической зоны (КЛ – Култукский, СХ – Сухой), Становой (МТ – Метео, ШР – Широкий) и Быстринской (АН – Анчукский, ЗР – Зыркузунский). Породы вулканов в северной части Быстринской зоны представлены подгруппой Б31, в южной части – подгруппой Б32; 2 – близкие по возрасту базальтовые покровы; 3 – осевые линии вулканических зон; 4 – кайнозойские осадочные отложения рифтовых впадин; 5 – хамардабанские граниты; 6–8 – осадочные и вулканогенно-осадочные метаморфизованные комплексы, составляющие субтеррейны Хамардабанского составного террейна: 6 – Слюдянский, 7 – Хангарульский; 8 – Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы; 9 – изограды метаморфизма; IV – калишпата, V – гиперстена; 10 – зона Главного Саянского разлома – структурного шва, отделяющего кристаллический фундамент Сибирской платформы от с неясной степенью кайнозойской активизации; 11 – Обручевский разлом с ярко выраженной кайнозойской кинематикой сбросового типа. Геологическая схема составлена по работам [29; 36] с упрощениями и дополнениями

Интерес к Култукскому вулкану продиктован необходимостью решения двух важных вопросов. Во-первых, его местоположение в осевой Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой зоны ставит вопрос о характере утонения литосферы под ней в терминах компонентного состава извергнутых базальтовых расплавов. Во-вторых, этот вулкан расположен в области сочленения Обручевского и Главного Саянского разломов. Первый ограничивает с севера Южно-Байкальскую впадину, второй – отделяет архейский Шарыжалгайский выступ фундамента Сибирской платформы от сопредельного раннепалеозойского Хамардабанского составного террейна (рис. 6.2). Предполагалось, что в кайнозой Обручевский разлом был сбросом, а Главный Саянский – левосторонним сдвигом. Амплитуда сдвига определялась по латеральному смещению речных долин. Обращалось внимание на смещение русла р. Иркут в Зыркузунской петле на 15 км [14] (рис. 6.3). По сходной (левосдвиговой) современной кинематике смещений в субширотных плоскостях разрывов, установленных по фокальным механизмам сильных землетрясений, Култукская западная половина Южно-Байкальской впадины, относилась вместе с Тункинской долиной к широтной подвижной зоне [12], несмотря на существование в восточной части этой долины области сейсмического затишья. Очевидно, что истинная амплитуда кайнозойских боковых движений в Главном Саянском разломе и Тункинской долине может быть установлена по сдвинутым геологическим реперам в крыльях этих структур. В качестве реперов используются вулканические породы.

В настоящей работе рассматривается строение Култукского вулкана и его положение в рельефе, характеризуются вулканические породы, обнаруженные непосредственно в зоне Главного Саянского разлома с выходом в Шарыжалгайский и Слюдянский блоки. Вулканические породы используются в качестве маркеров для оценки вертикальных и горизонтальных движений по разломам. По результатам К–Аг-датирования пород определяется время вулканической деятельности. Приводятся данные о химическом составе пород, свидетельствующие о специфике источников магматических расплавов, излившихся в осевой рифтовой долине, на ее южном (хамардабанском) и северном (шарыжалгайском) плечах. Проводится сопоставление пород вулкана с вулканическими породами Камарской, Становой и Быстринской зон сопредельной территории западного побережья Байкала. Камарская и Быстринская зоны протягиваются на 20 км каждая и разделяются между собой приблизительно таким же расстоянием. Протяженность Становой зоны на одну треть меньше. Расстояние между Камарской и Становой зонами составляет не более 10 км (см. рис. 6.2).

Култукский вулкан расположен сравнительно низко в рельефе, на 300–350 м ниже базальтовых останцов сопредельной северной части хр. Камар (рис. 6.4). Коренные выходы пород култукской постройки зани-

мают отметки от 610 м на вершине Чертовой горы до 510 м на территории вблизи Байкала.

В вулканическом сооружении различаются четыре разновидности пород: 1) субвулканические долериты, 2) субаквальные подушечные лавы и гиалокластиты, 3) субэральные базальты лавового потока и 4) субвулканические микродолериты (рис. 6.5).

Долериты – крупно-зернистые породы массивного сложения голубоватого, темно-серого до черного цвета. Преобладает крупно глыбовая отдельность. Глыбы имеют изометричную форму, размеры – 50–80 см. Субвулканические условия кристаллизации долеритов предполагаются в связи с отсутствием пор. Микродолериты, подобно долеритам, не содержат пор и отличаются от них мелко-среднезернистым сложением, особым химическим составом и более молодым возрастом (см. далее). Подушечные лавы состоят из стекловатых овальных обособлений размером от 20 до 40 см, нередко резко удлиненной формы. Границы подушек подчеркиваются смоляно-черными периферическими каемками, составляющими первые сантиметры. Скопления подушек перемежаются с землисто-желтым гиалокластитовым материалом (рис. 6.6). Базальты лавового потока, от массивных до пористых, имеют пепельно-серый цвет.

Долериты находятся в основании постройки в виде слоя. Мощность слагаемого ими тела не определена. Подушечные лавы и гиалокластиты расположены над долеритами и имеют видимую мощность в обнажениях не более 10 м. Слабо связанный сыпучий материал образовался в результате подводного излияния базальтовых расплавов и мог служить в качестве термостатирующей крышки для внедрившихся магматических расплавов, обеспечив их полную кристаллизацию в виде долеритов. Подушечные лавы и гиалокластиты слагают вершину Чертовой горы и пологий склон, обращенный в сторону Байкала. Представленный А. В. Львовым схематичный разрез Култукского вулкана в виде покрова (рис. 6.7), относится к сохранившейся западной части вулкана с подушечными лавами. Вскрытые эрозией долериты распространяются к востоку от подушечных лав до основания уступа Обручевского разлома.

Микродолериты образуют субширотный хребтик в северо-западной части постройки. Протяженность выходов этих пород около 300 м при ширине 50–80 м. Фрагмент лавового потока обнажен в уступе Обручевского разлома на абсолютных отметках около 600 м в области перехода уступа в пологую «вершинную» часть рельефа. По интенсивному развитию пор в базальтовом слое, свидетельствующем об отделении летучих компонентов при субэральном извержении, породы этой части вулкана резко отличаются от пород его субаквальной части. Лавовый поток зафиксировал поверхность берега, поднятого по разлому над дном палео-Байкала. Высота уступа Обручевского разлома в районе пос. Култук составляет 110–115 м (рис. 6.8). По разнице высот долеритов в основании уступа Обручевского разлома и фрагмента базальтово-

го потока оценка вертикальной амплитуды движений за время после активности вулкана составляет здесь около 100 м. Существенные боковые смещения по разлому между долеритами, залегающими в основании Обручевского разлома, и фрагментом лавового потока маловероятны.

Выходы пород субаквальной части вулкана ограничены с севера затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которого быстро уменьшается в западном направлении. Западнее вулкана деформации вдоль этой ветви разлома не распространялись. Активная ветвь разлома отклонялась к югу и отсекала юго-восточную часть субаквальной вулканической постройки, протягиваясь далее вдоль долины р. Култучная (см. рис. 6.5). Здесь находятся обнажения тектонитов Главного Саянского разлома, поэтому можно было бы допустить, что крупноамплитудные левосторонние сдвиговые смещения произошли в кайнозой именно по долине р. Култучная, т. е. южнее постройки Култукского вулкана. Этому предположению противоречит, однако, распределение вулканов и лавовых покровов Камарской зоны вдоль единой линии без признаков боковых смещений. Такое же линейное распределение без признаков боковых смещений имеют вулканы и лавовые покровы Быстринской зоны (см. рис. 6.2, 6.3).

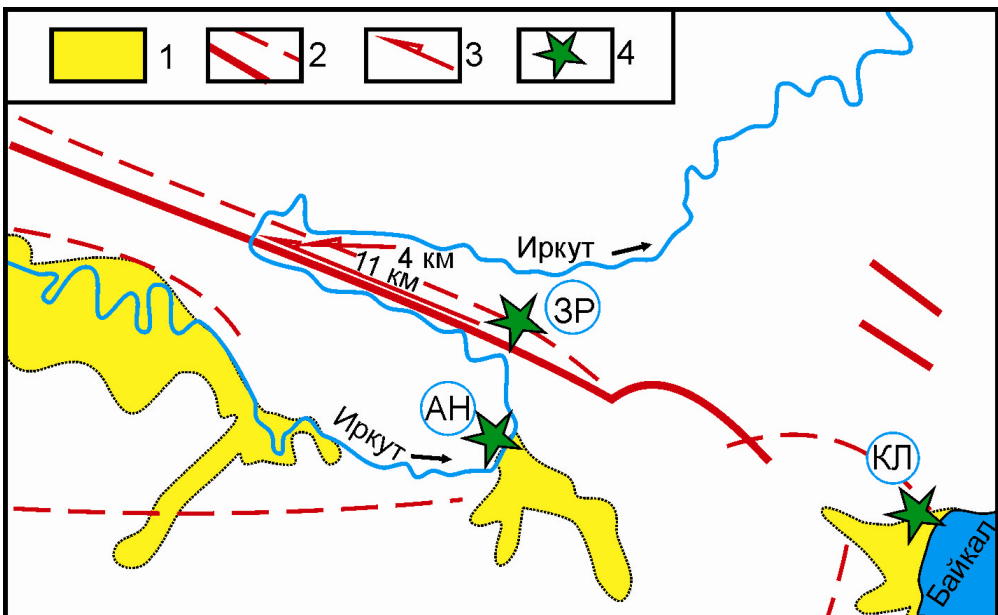


Рис. 6.3. Зыркузунский (Главный Саянский) «левосторонний сдвиг» с предположительной амплитудой 15 км. 1 – четвертичные отложения; 2 – древние разломы; 3 – «молодые сдвиги»; 4 – местоположение Култукского (КЛ), Анчукского (АН) и Зыркузунского (ЗР) вулканов, не смещенных предполагаемым сдвигом. На территории между Зыркузунской петлей и Байкалом разлом не имеет ясного выражения в рельефе. Схема из книги В. В. Ламакина [14] с дополнениями местоположения вулканов

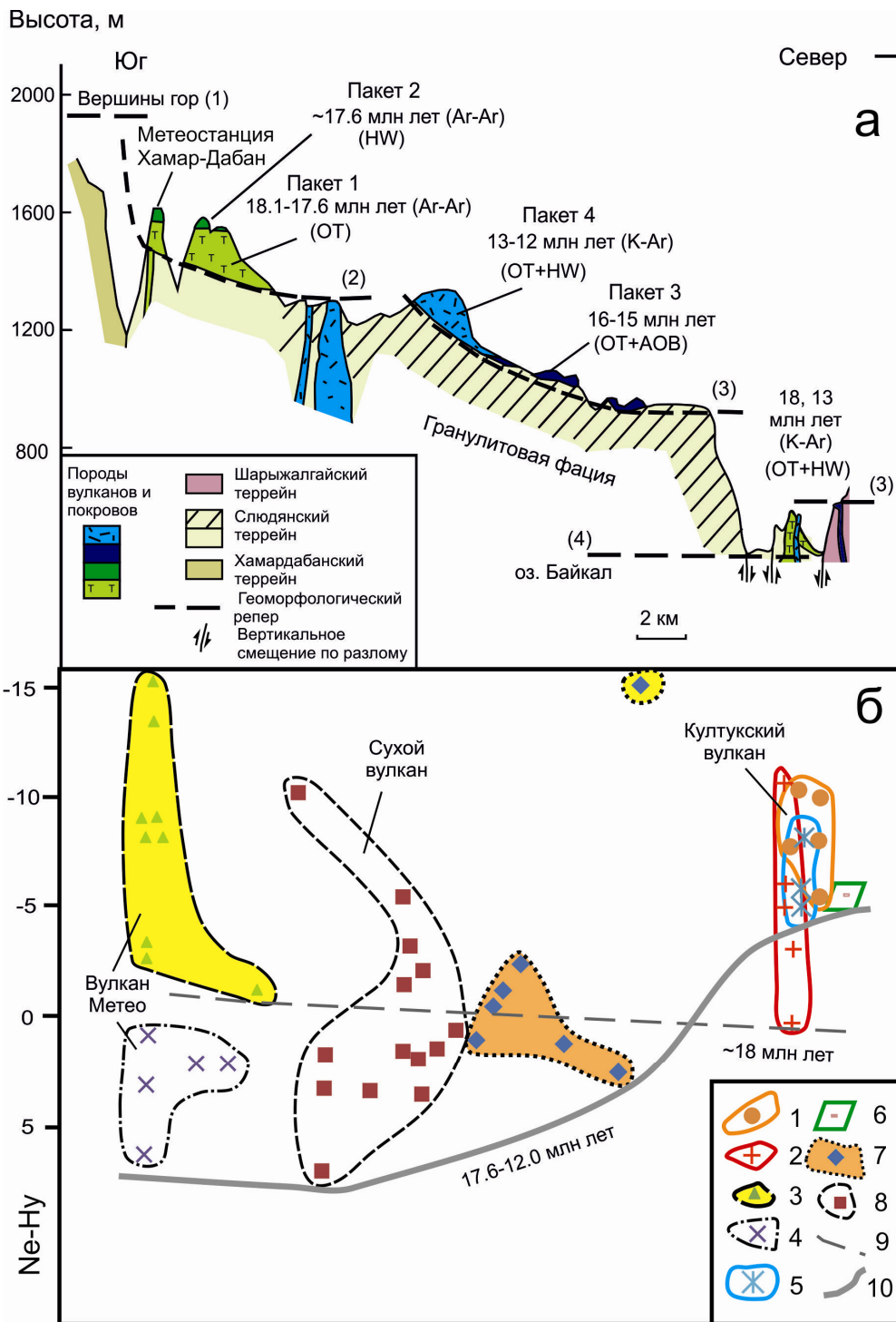


Рис. 6.4. Пространственные соотношения Култукского вулкана с близкими по возрасту вулканическими подразделениями Камарской зоны и вулкана Метео (а), и диаграмма вариаций нормативного гиперстена и нефелина (H_y и N_e) в породах вдоль профиля (б). На про-

филе А: Породы разного состава (по соотношению нормативных минералов): HW – гавайит, АОВ – щелочной оливиновый базальт, ОТ – оливиновый толеит. Геоморфологические реперы (номера в скобках): 1 – «вершинный», 2 – эрозионный, раннемиоценовый, 3 – эрозионный, начала среднего миоцена, 4 – современный базис эрозии, соответствующий зеркалу оз. Байкал. Датировки вулканических пород по результатам определений калий-аргоновым (К–Ar) и аргон-аргоновым (Ar–Ar) методами. Разрез из работы [25] с изменениями. На диаграмме Б: 1–2 – субвулканический долерит (1) и подушечная лава (2) Култукского вулкана (северное окончание Камарской зоны); 3–4 – нижний (3) и верхний (4) лавовые пакеты (северное окончание Становой зоны); 5–6 – микродолерит субширотного субвулканического тела (5) и базальт лавового потока (6) Култукского вулкана; 7–8 – нижний (7) и верхний (8) лавовые пакеты и пространственно связанные с ними субвулканические тела центральной и южной частей Камарской зоны, 9–10 – смена предельно низких значений *Ne-Hu* в породах от ~ 18 млн лет назад (9) к временному интервалу 17,6–12,0 млн лет назад (10)

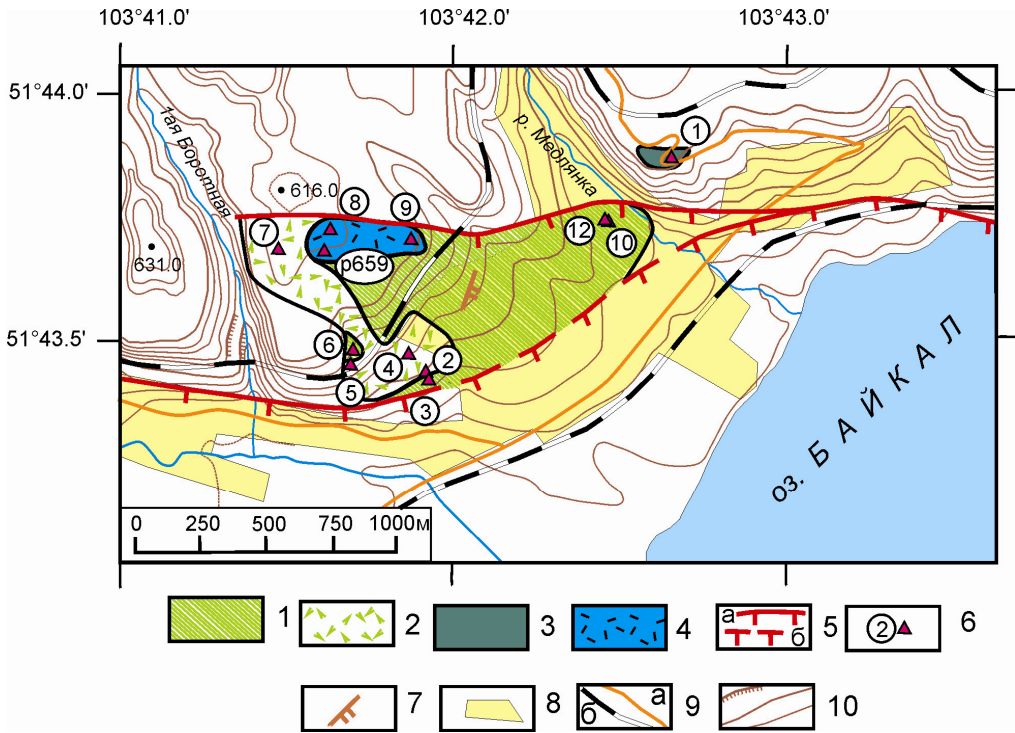


Рис. 6.5. Схема опробования вулканических и субвулканических пород в районе пос. Култук. 1–4 – породы вулкана: 1 – долериты, 2 – подушечные лавы и гиалокластиты, 3 – микродолериты, 4 – базальты лавового потока; 5 – две ветви Обручевского разлома: северная, затухающая в субаквальной части Култукского вулкана, и южная, продолжающаяся в широкую долину р. Култучная и сменяющаяся по простиранию активизированным фрагментом Главного Саянского разлома (штрихи направлены в сторону опущенного блока): а – часть, выраженная в рельефе, б – часть, погребенная под современными склоновыми отложениями; 6 – точки отбора образцов (для упрощения схемы, приведены номера образцов от 1 до 12, соответствующие полевым номерам от KL–12–1 до KL–12–12, обр. р659 был отобран при полевых работах 1982 г. [25]); 7 – тектонический наклон блока вулканической постройки (направление двух штрихов); 8 – территория строений пос. Култук; 9 – дороги (а – шоссе, б – железная); 10 – горизонталы (через 10 м), крутые обрывы



Рис. 6.6. Фрагмент обнажения подушечных лав, перемежающихся с гиалокластитам, вскрыт в железнодорожной выемке (т. н. 5 на рис. 6.5). Различаются наклоненные слои лавового и обломочного стекловатого вулканического материала

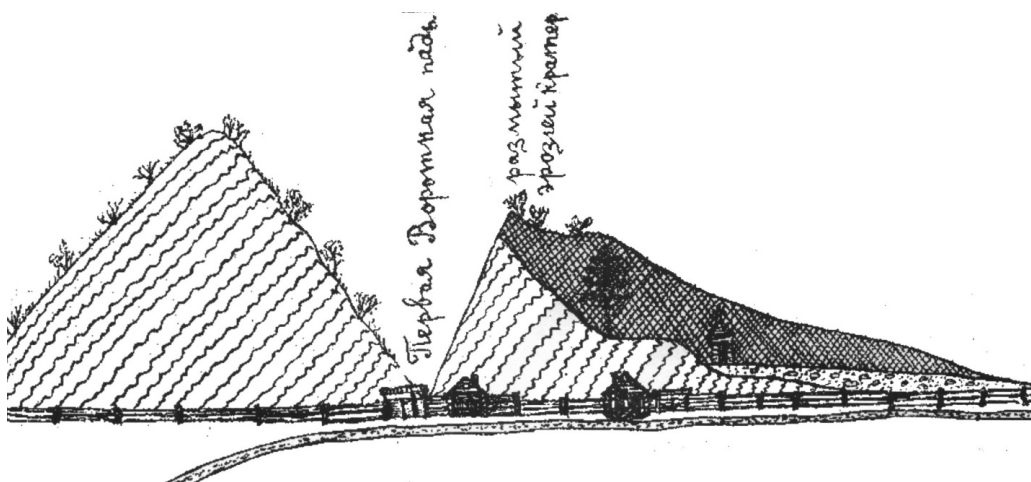


Рис. 6.7. Схематичный разрез неэродированной южной части Култукского вулкана по направлению с запада на восток (по А. В. Львову). Фундамент представлен тектонитами Главного Саянского разлома (редкая волнистая косая штриховка). Порода (подушечные лавы и гиалокластиты) вулкана слагают вершину и восточный склон Чертовой горы (частая перекрестная штриховка). А. В. Львовым предполагалось, что породы вулкана залегают на галечниках (мелкие овалы и точки), но в естественных обнажениях подбазальтовые галечники не встречены. На переднем плане показана дорога (полоса с точками)



Рис. 6.8. Уступ Обручевского разлома в северо-восточной части пос. Култук. В верхней части уступа дорожной выемкой вскрыт фрагмент лавового потока (т. н. 1 на рис. 6.5)

6.4. Извержения Култукского вулкана в контексте активности Камарской и Становой вулканических зон

Для долеритов Култукского вулкана по обр. KL-12-3 получена датировка 18 ± 1 млн лет ($K = 1,59$ мас. %, $Ar = 115 \cdot 10^{-5}$ нмм³·г⁻¹), а для микродолеритов, слагающих субширотный хребтик на вершине постройки, по обр. KL-12-9 – датировка 13 ± 1 млн лет ($K = 0,91$ мас. %, $Ar = 46,5 \cdot 10^{-5}$ нмм³·г⁻¹).

Лавы вулкана Метео, расположенного в южной части Становой вулканической зоны, в районе метеостанции Хамар-Дабан, были датированы прежде методом $^{40}Ar/^{39}Ar$ [44]. Для оливинового толеита из основания разреза получен возраст плато $18,09 \pm 0,12$ млн лет, совпадающий с изохронным возрастом $18,07 \pm 0,13$ млн лет (СКВО = 1,1, начальное $^{40}Ar/^{36}Ar = 296,1 \pm 8,8$). Для гавайита верхней части разреза измерен возраст плато $17,55 \pm 0,14$ млн лет, совпадающий в пределах погрешности измерений с изохронным возрастом $17,65 \pm 0,07$ млн лет (СКВО = 1,8, начальное $^{40}Ar/^{36}Ar = 280,6 \pm 1,2$). В нижнем пакете датировался самый ранний лавовый поток. Лавы этого пакета перемежались с линзами валунных галечников мощностью до 30 м, что свидетельствовало о неоднократном возобновлении извержений на фоне активных эрозионных процессов. Время накопления нижнего пакета, по-видимому, было растянуто, а финальной фазы извержений была кратковременной. Мы относим нижний пакет в целом к временному интервалу 18,1–17,7 млн лет назад, а финальную фазу – к эпизоду ~ 17,6 млн лет назад (рис. 6.9).

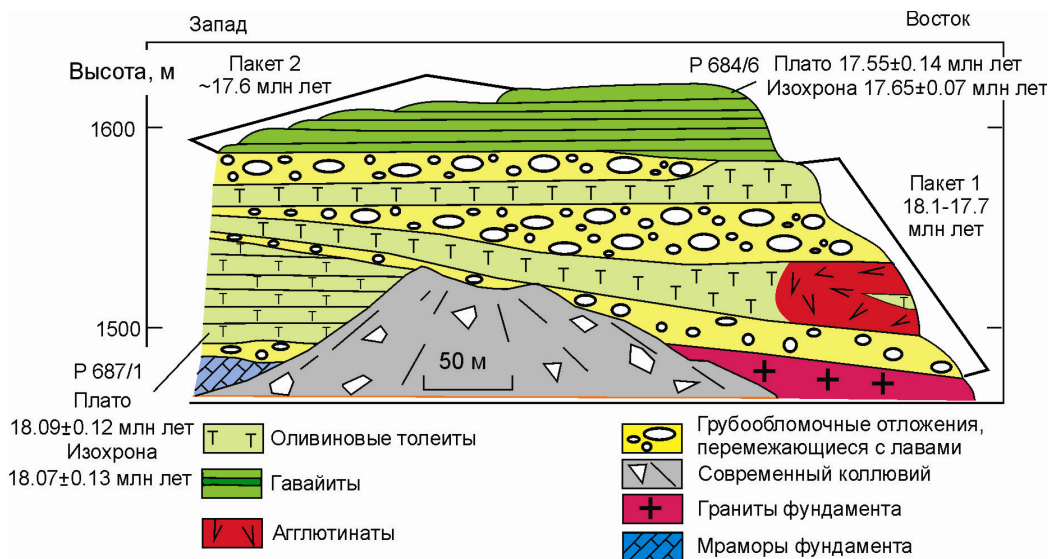


Рис. 6.9. Обнажение осадочно-вулканогенной толщи вулкана Метео в районе метеостанции Хамар-Дабан. Разрез и характеристика состава пород приведены в монографии [25], а ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировки нижнего и верхнего лавовых потоков – в статье [44]

В центральной части хр. Камар выделены два лавовых пакета, заметно отличающихся между собой по составу. Базальты верхнего (преимущественно гавайитового) пакета датировались К–Аг-методом. По полученным датам $13,4 \pm 0,5$ млн лет и $11,7 \pm 0,3$ млн лет пакет отнесен к рубежу среднего-позднего миоцена. Лавы нижнего (оливинотолеитового) пакета коррелировались по составу с лавами, излившимися в центральной части Тункинской рифтовой долины в начале среднего миоцена, 16–15 млн лет назад [3].

Результаты К–Аг-датирования пород Култукского вулкана свидетельствуют об его активности в начале лавовых извержений в Становой вулканической зоне. Датировка долеритов основания постройки Култукского вулкана ~ 18 млн лет сопоставляется с Аг–Аг-датировкой начала вулканической деятельности на вулкане Метео. Датировка ~ 13 млн лет микродолеритов обозначает финальную фазу, проявившуюся по всей протяженности Камарской зоны.

6.5. Петрохимическая систематика пород

Классификационное положение вулканических и субвулканических пород Култукского вулкана (табл. 6.1) в сопоставлении с близкими по возрасту породами Камарской, Становой и Быстринской зон рассматривается на диаграммах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (рис. 6.10) и нормативных минералов в системе CIPW: $\text{Ne-Hy} - 100\text{An}/(\text{An}+\text{Ab})$ (рис. 6.11).

Чтобы подчеркнуть пространственно-временную смену состава, на диаграммах *a* помещены данные о вулканических и субвулканических породах вулканов Култукского и Метео возрастом около 18 млн лет, а на диаграммах *б* – данные о породах Камарской зоны возрастного диапазона 16–12 млн лет. Для сопоставлений на диаграммах *a* и *б* нанесены породы Быстринской зоны. Все фигуративные точки пород распределены на диаграммах $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ в областях трахибазальта и базальта. Ни один состав не попал в поле тефрита–базанита. По нормативным минералам породы распределены в поля оливинового толеита (*Ol–Hy*-нормативного базальта), гавайита и щелочного оливинового базальта.

Лавы нижнего пакета вулкана Метео возрастом 18,1–17,7 млн лет находятся в поле базальта и обогащены SiO_2 (49,0–50,5 мас. %), лавы верхнего пакета возрастом 0–17,6 млн лет смещены в поле трахибазальта с относительным снижением SiO_2 до интервала 46,9–48,3 мас. %. Ранние лавы – оливин-толеитовые (*Ol–Hy*-нормативные), поздние – гавайитовые (*Ne*-нормативные). В ранних оливиновых толеитах содержания нормативного анортита сравнительно низкие (37–47 %), в поздних гавайитах – повышаются до интервала 45–49 %.

Долериты и подушечные лавы Култукского вулкана возрастом ~ 18 млн лет занимают промежуточное положение между базальтом и трахибазальтом при содержаниях SiO_2 49,0–50,5 мас. % и сумме щелочей 4,6–5,4 мас. %. Их состав – *Ol–Hy*-нормативный. Фигуративные поля пород Култукского вулкана перекрываются на этих диаграммах с фигуративными полями оливиновых толеитов нижнего пакета южной части хр. Камар и резко отделяются от фигуративных полей гавайитов верхнего пакета. Иными словами, на Култукском вулкане находятся только породы, подобные по составу оливиновым толеитам южной части хр. Камар возрастом 18,1–17,7 млн лет, и отсутствуют породы, которые можно было бы сопоставить с гавайитами этой территории возрастом ~ 17,6 млн лет.

Можно видеть некоторое отличие состава долеритов Култукского вулкана от состава его подушечных лав. Первые содержат меньше щелочей, чем вторые, и обогащены нормативным анортитом.

После эрозионного вреза, во временном интервале 16–15 млн лет назад, в средней части хр. Камар излились лавы, обедненные SiO_2 (45,7–48,5 мас. %) и суммой щелочей (3,6–4,3 мас. %). В нормативном составе этих лав рассчитывается *Ol–Hy* и *Ne* при относительном возрастании нормативного анортита до 63 %. Группа перекрывающих лав, которые относятся к Сухому вулкану, представлена тремя подгруппами. Подгруппа А близка по соотношению щелочи–кремнезем к лавам, излившимся 16–15 млн лет назад, подгруппа Б – смещена к лавам, излившимся 18,1–17,7 млн лет назад, а подгруппа В – к лавам, излившимся ~ 17,6 млн лет назад. Первые две подгруппы – *Ol–Hy*-нормативные, последняя – *Ne*-нормативная.

Таблица 6.1

Петрогенные оксиды и и микроэлементы в породах Култукского вулкана

№	1	2	3	4	5	6	7
№ образца	p659	KL-12-9	KL-12-8	KL-12-12	KL-12-11	KL-12-10	KL-12-6
SiO ₂ , мас. %	47,22	48,26	48,00	48,26	48,06	48,06	47,28
TiO ₂	1,97	1,95	2,00	2,24	2,32	2,26	2,29
Al ₂ O ₃	14,36	15,15	14,81	14,71	14,94	14,50	14,71
Fe ₂ O ₃	4,74	3,59	2,74	2,96	2,78	2,88	2,81
FeO	7,57	7,95	8,78	7,46	7,72	7,49	7,36
MnO	0,15	0,14	0,15	0,13	0,14	0,14	0,12
MgO	8,54	8,06	8,48	8,20	7,76	8,09	8,28
CaO	8,1	8,00	7,72	7,62	8,37	7,54	8,22
Na ₂ O	2,85	3,26	3,06	2,94	2,99	2,96	2,60
K ₂ O	1,16	1,09	1,17	1,69	1,60	1,86	1,85
P ₂ O ₅	0,29	0,34	0,34	0,58	0,56	0,63	0,62
H ₂ O ⁻	0,63	0,51	0,50	0,72	0,49	0,71	0,88
H ₂ O ⁺	2,85	1,67	2,58	2,49	2,07	2,82	3,26
Сумма	100,43	99,97	100,33	100,00	99,80	99,94	100,28
Be, мкг/г	Н. о.	1,1	1,1	1,5	1,5	1,6	1,6
Sc	23	29	25	24	25	29	24
V	Н. о.	197	195	173	184	174	190
Co	Н. о.	48	43	44	47	44	44
Ni	Н. о.	125	133	127	133	109	94
Cu	50	58	60	41	47	50	46
Ga	Н. о.	20,5	20,2	21,5	19,2	21,7	21,0
Rb	18,0	11,0	14,7	14,8	15,4	19,0	19,8
Sr	527	447	460	1301	1645	1042	1157
Y	21,0	21,0	20,6	20,5	21,2	21,1	20,4
Zr	150	166	149	188	222	223	195
Nb	22,8	21,3	21,5	32,4	32,9	34,7	37,7
Cs	Н. о.	0,13	0,14	0,28	0,33	0,25	0,24
Ba	209	213	222	281	324	293	326
La	15,5	16,0	16,6	23,7	23,7	25,1	26,1
Ce	32,9	34,9	35,8	51,3	51,1	54,6	56,0
Pr	4,05	4,65	4,75	6,65	6,32	6,99	6,89
Nd	20,0	20,4	20,7	28,4	27,7	29,9	29,7
Sm	4,75	4,99	5,15	6,57	6,15	6,89	6,56
Eu	1,65	1,72	1,71	2,14	2,12	2,18	2,14
Gd	5,03	4,98	4,95	5,77	5,67	6,05	5,81
Tb	0,75	0,75	0,77	0,86	0,86	0,91	0,87
Dy	3,80	4,22	4,23	4,33	4,37	4,56	4,31
Ho	0,71	0,82	0,82	0,81	0,84	0,84	0,82
Er	1,85	2,10	2,05	2,03	2,05	2,14	2,00
Tm	Н. о.	0,29	0,31	0,27	0,29	0,29	0,28
Yb	1,53	1,73	1,71	1,50	1,57	1,70	1,57
Lu	0,21	0,23	0,24	0,20	0,21	0,21	0,21
Hf	3,37	4,36	4,03	4,73	5,45	5,51	4,75
Ta	1,5	1,4	1,4	1,9	2,0	2,1	2,2
Pb	Н. о.	3,6	3,6	5,4	4,8	3,1	6,5
Th	1,80	1,81	1,87	2,06	2,39	2,13	2,61
U	0,47	0,50	0,54	0,74	0,73	0,86	0,89

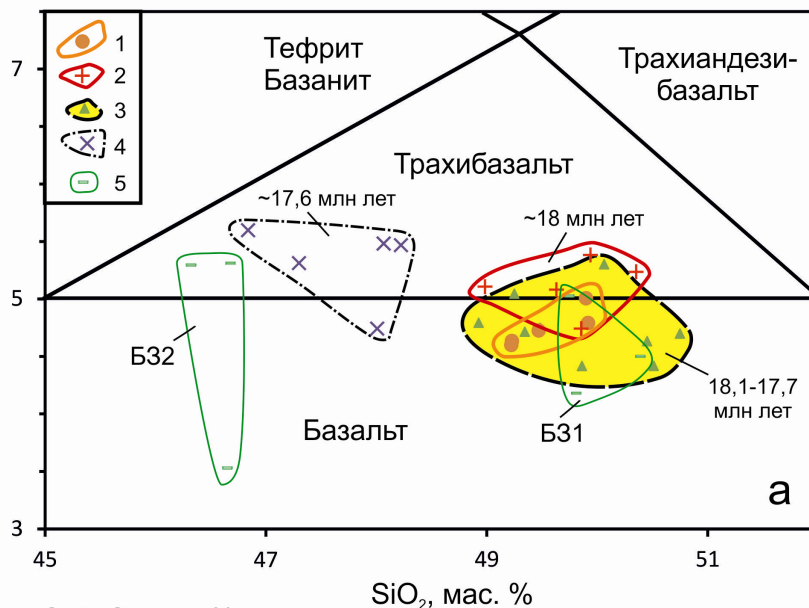
Примечание к табл. 6.1: 1-3 – микродолериты субширотного субвулканического тела на вершине постройки;

Окончание табл. 6.1

№	8	9	10	11	12	13	14
№ образца	KL-12-3	KL-12-7	KL-12-5	KL-12-5a	KL-12-4	KL-12-2	KL-12-1
SiO ₂ , мас. %	47,09	49,08	49,52	48,88	48,26	48,06	46,18
TiO ₂	2,17	2,43	2,42	2,41	2,48	2,40	2,58
Al ₂ O ₃	14,55	15,36	15,31	15,68	15,26	15,26	15,04
Fe ₂ O ₃	2,17	2,63	1,88	2,38	2,32	1,46	1,44
FeO	7,52	7,82	8,19	7,93	7,74	8,23	8,92
MnO	0,12	0,13	0,12	0,16	0,14	0,13	0,16
MgO	9,85	7,36	7,36	7,69	7,28	8,78	9,02
CaO	7,21	7,64	7,78	7,68	8,19	8,09	8,56
Na ₂ O	2,48	3,43	3,4	3,08	3,09	3,09	2,38
K ₂ O	1,92	1,86	1,75	1,57	1,85	1,92	1,74
P ₂ O ₅	0,63	0,62	0,62	0,63	0,68	0,66	0,66
H ₂ O ⁻	0,73	0,26	0,33	0,50	0,52	0,45	0,67
H ₂ O ⁺	3,31	1,10	1,24	1,69	2,02	1,45	2,63
Сумма	99,75	99,72	99,93	100,28	99,82	99,98	99,99
Be, мкг/г	1,6	1,7	1,7	1,8	1,7	1,7	1,6
Sc	14	23	16	19	16	16	16,9
V	172	181	180	187	191	190	204
Co	46	42	42	44	41	43	42
Ni	139	93	96	108	79	103	128
Cu	34	42	46	51	41	45	53
Ga	19,2	22,1	21,6	21,6	21,5	21,3	20,0
Rb	16,7	17,5	16,9	13,4	18,2	19,3	22,3
Sr	1490	733	745	765	783	781	1603
Y	19,1	22,2	22,1	22,0	21,1	20,9	22,0
Zr	170	200	185	185	182	182	185
Nb	38,3	35,1	35,7	34,5	39,1	38,5	38,4
Cs	0,19	0,33	0,32	0,29	0,31	0,31	0,23
Ba	360	311	276	281	323	321	357
La	24,4	25,1	25,1	24,9	26,5	26,5	25,8
Ce	51,7	54,6	54,5	53,9	57,5	57,0	56,5
Pr	6,55	7,04	6,99	6,93	7,21	7,06	7,10
Nd	28,0	30,5	30,5	30,6	30,6	29,9	30,7
Sm	6,37	6,97	7,03	6,94	6,77	6,70	6,99
Eu	2,03	2,24	2,30	2,31	2,23	2,20	2,36
Gd	5,58	6,11	6,13	6,23	6,10	6,02	6,24
Tb	0,83	0,90	0,91	0,92	0,91	0,90	0,95
Dy	4,06	4,57	4,52	4,62	4,50	4,42	4,72
Ho	0,76	0,87	0,87	0,86	0,84	0,83	0,86
Er	1,89	2,21	2,17	2,22	2,15	2,06	2,13
Tm	0,26	0,30	0,30	0,30	0,30	0,28	0,29
Yb	1,45	1,71	1,71	1,63	1,63	1,58	1,64
Lu	0,191	0,23	0,23	0,24	0,22	0,22	0,21
Hf	4,21	5,06	4,61	4,64	4,56	4,61	4,65
Ta	2,2	2,1	2,3	2,1	2,3	2,3	2,30
Pb	3,2	3,2	3,3	6,4	3,6	4,4	5,0
Th	2,67	2,20	2,12	2,21	2,63	2,49	2,35
U	1,29	0,74	1,15	1,26	1,14	0,97	0,79

4-8 – долериты; 10-13 – подушечные лавы и гиалокластиты; 14 – базальт лавового потока. Н. о. – содержание не определялось

Na₂O+K₂O, мас. %



Na₂O+K₂O, мас. %

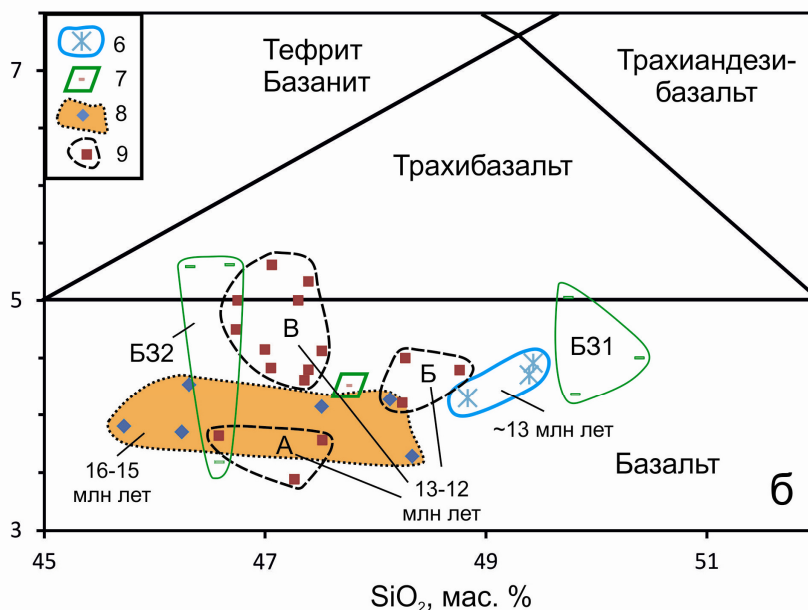


Рис. 6.10. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на классификационной диаграмме Na₂O+K₂O – SiO₂. **Диаграмма а:** 1–2 – субвулканический долерит (1) и подушечная лава (2) Култукского вулкана (северное окончание Камарской зоны); 3–4 – нижний (3) и верхний (4) лавовые пакеты (вулкан Метео, южное окончание Становой зоны); 5 – породы Быстринской вулканической зоны, выделены контрастные подгруппы базальтов, обедненных SiO₂ и обедненных щелочами (Б31), и трахибазальтов, обедненных SiO₂ и обогащенных щелочами (Б32). **Диаграмма б:** 6–7 – микродолерит субширотного субвулканического тела (6) и базальт лавового потока (7) Култукского вулкана; 8–9 – нижний (8) и верхний (9) лавовые пакеты и пространственно связанные с ними субвулканические тела центральной и южной частей Камарской зоны, выделены контрастные подгруппы пород верхнего пакета: базальтов,

обедненных SiO_2 и щелочами (подгруппа А), базальтов, обогащенных SiO_2 и щелочами (подгруппа Б), и базальтов–трахибазальтов, обедненных SiO_2 и обогащенных щелочами (подгруппа В). Для сопоставления нанесены контрастные по составу подгруппы пород Быстринской вулканической зоны (Б31 и Б32). На обеих диаграммах желтыми полями выделены послезероционные генерации пород, начинающихся последовательности в Камарской и Становой зонах. Используются разделительные линии Международного Союза геологических наук. Составы пород приведены к 100 % без потерь при прокаливании. Точки отбора проб Култукского вулкана обозначены на рис. 6.5, других вулканов и лавовых покровов Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон – в работе [25]

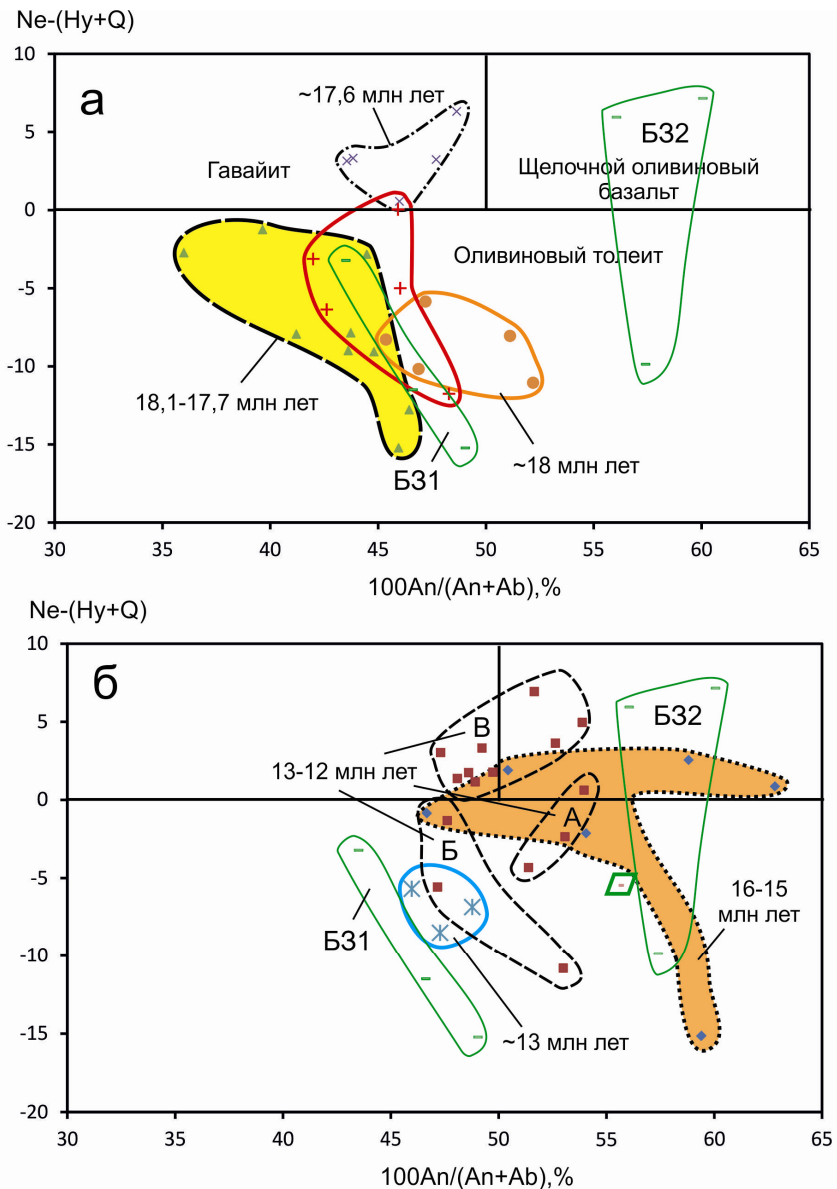


Рис. 6.11. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах нормативных минералов $\text{Ne-Hy} - 100\text{An}/(\text{An}+\text{Ab})$. Усл. обозн. см. рис. 6.10

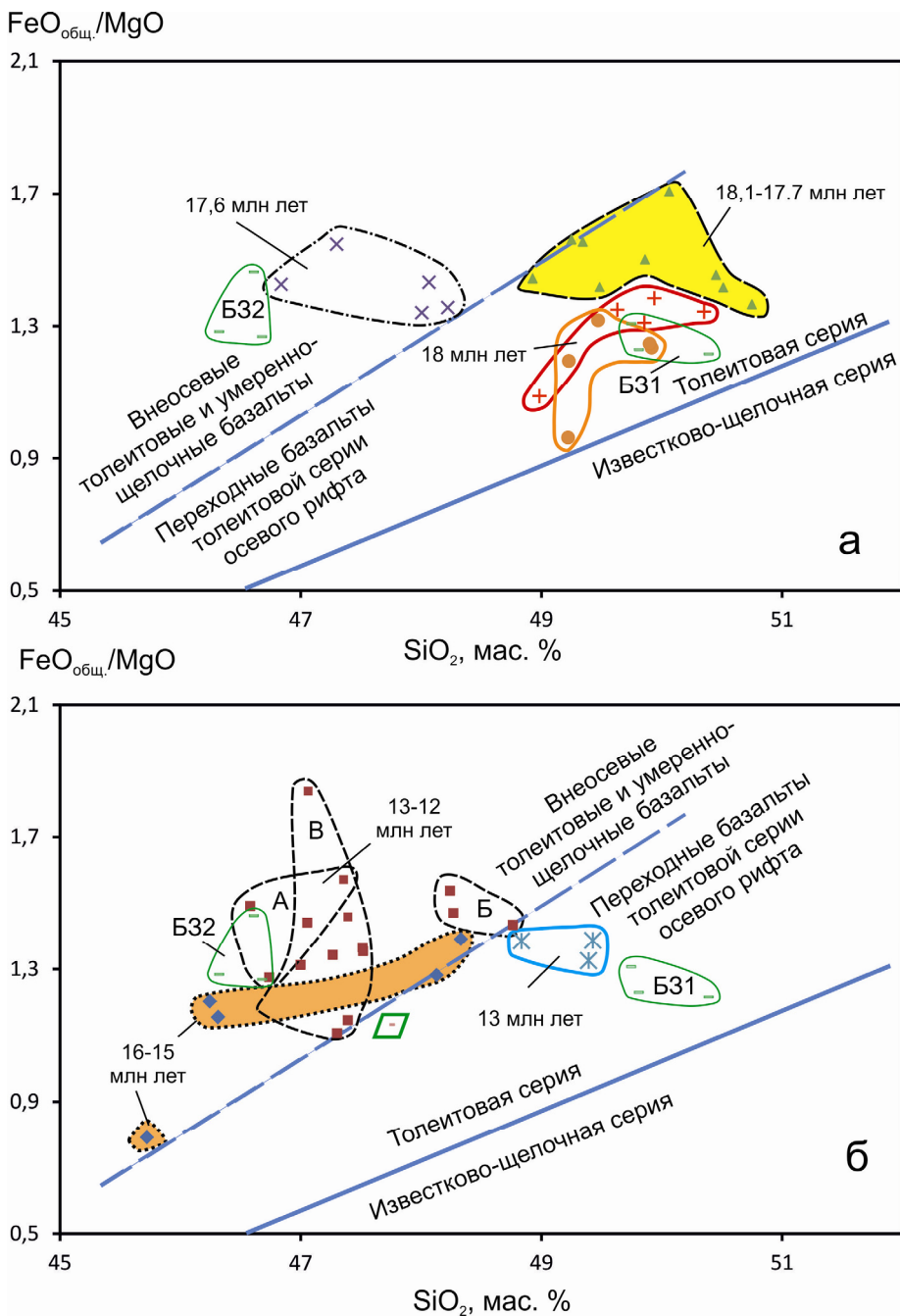


Рис. 6.12. Сопоставление четырех разновидностей пород Култуковского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах FeO_{общ.}/MgO – SiO₂. Усл. обозн. см. рис. 6.10. Разделительная линия толеитовой и известково-щелочной серий из работы [19]

Обращаясь к породам Култуковского вулкана, отметим сравнительно низкое содержание SiO₂ в базальте лавового потока (47,8 мас. %) с его резким отличием от трех других групп пород. По содержанию этого ок-

сида и повышенному значению нормативного анортита (56 %) лавовый поток Култукского вулкана может сопоставляться с послезрозионной лавовой генерацией 16–15 млн лет средней части Камарской зоны. В группе микродолеритов Култукского вулкана возрастом ~ 13 млн лет содержания SiO_2 повышаются до интервала 48,9–49,5 мас. % при сумме щелочей 4,0–4,3 мас. %, а нормативный анортит снижается до интервала 46–50 %. Микродолериты Култукского вулкана близки по составу оливиновым толеитам подгруппы Б южной части Камарской зоны возрастом 13–12 млн лет.

В Быстринской зоне выделяются подгруппы Б31 и Б32. Породы первой подгруппы слагают Анчукский и Зыркузунский вулканы и по повышенным содержаниям кремнезема и низким содержаниям нормативного анортита наиболее близки к породам Култукского вулкана. Породы второй подгруппы встречены на Анчукском вулкане и в составе лавового покрова северного склона Хамар-Дабана. По низким содержаниям кремнезема и высоким – нормативного анортита они сопоставляются с породами центральной части Камарской зоны.

Большинство пород Камарской, Становой и Быстринской зон характеризуется нормально щелочным составом. На диаграммах $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ (рис. 6.12) фигуративные точки долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и *Ol-Hy*-нормативных лав начальной фазы извержений вулкана Метео 18,1–17,7 млн лет назад расположены вблизи разделительной линии толеитовой и известково-щелочной серий. Точки других пород *Ol-Hy*- и *Ne*-нормативного состава смещены выше штриховой линии. Это смещение отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта внеосевыми толеитовыми и умереннощелочными базальтами.

На основе данных, приведенных на диаграммах рис. 6.12, *а*, *б* и 4, *б*, можно сделать вывод о сходных условиях магматизма на вулканах Метео и Култукском в начальную фазу активности (18,1–17,7 млн лет назад). По-видимому, под обоими вулканами развивались процессы, характеризующие осевые рифтовые структуры. Рифтогенез был рассредоточенным. Но уже при завершении активности вулкана Метео ~ 17,6 млн лет назад в его лавах проявились признаки магматизма внеосевого типа. В ходе дальнейшей эволюции в интервале 16–12 млн лет назад магматизм внеосевого типа центральной и южной частей Камарской зоны сопровождался магматизмом осевой рифтовой долины, представленным в извержениях лав Култукского вулкана. Подгруппа Б31 Быстринской зоны находится в области толеитовой серии, а подгруппа Б32 – в области внеосевых толеитовых и умереннощелочных базальтов.

6.6. Обсуждение

На основе полученных данных решаются вопросы оценки вертикальных и горизонтальных движений на западном побережье Байкала и выявления характера компонентного состава средне-позднемиоценового извергнутого материала. С использованием вулканических пород в качестве реперов обращается внимание на существенное выражение только вертикальных движений. При анализе пространственно-временных вариаций петрогенных оксидов и микроэлементов вулканических пород устанавливается роль выплавок литосферного и астеносферного материала и геохимическая специфика магматических источников корневой части Слюдянского блока, активизированной вследствие рифтогенеза.

6.6.1. Оценки вертикальных и горизонтальных движений

Южно-Байкальская впадина – ядро Байкальской рифтовой зоны – наиболее развитая кайнозойская рифтовая структура юга Сибири. Предполагалось, что возникновение Байкальского направления стока было предопределено формированием на ее месте пра-котловины уже в конце мела – начале палеоцена [15, 17]. Объяснение длительного существования стока по долине р. Селенга сталкивалось, однако, с проблемой отсутствия прямых доказательств в виде соответствующих отложений террас. Н. А. Логачев [15, с. 75–76] писал: «...имеются достоверные признаки существования глубокой прорези р. Селенги уже к началу эо-плейстоцена, а наличие под красноцветами толщи озерно-речных отложений указывает на связь Селенгинского бассейна с Байкалом уже в мио-плиоценовое время. Вряд ли можно сомневаться в существовании этой связи и на более ранних этапах кайнозойской истории, так как заполнение Южно-Байкальского прогиба в районе современной дельты Селенги могло быть обеспечено только очень крупной водной артерией...». Далее высказывалось предположение о том, что Селенгинская прорезь между хребтами Хамар-Дабан и Улан-Бургасы образовалась, когда разница высот между Южно-Байкальской впадиной и центральной частью Селенгинского среднегорья «достигла величины, необходимой для того, чтобы один из левых притоков пра-Итанцы путем попятной эрозии проник своими верховьями в пра-Селенгинский бассейн и начал обращение стока этой части Западного Забайкалья и Северной Монголии на запад» [там же, с. 76]. Оставалось неясным время поднятия южного плеча Южно-Байкальской впадины и степень контрастности хребтов на том или ином этапе восходящих движений. Выявить их характер позволяет анализ распределения разновозрастных лавовых толщ, зафиксировавших эрозионный рельеф «вершинного пояса» хр. Камар – северного отрога Хамар-Дабанской горной системы (см. рис. 6.4). Восходящие движения, сопровождавшиеся эрозионным рас-

членением территории, происходили в вершинном поясе гор в раннем и среднем миоцене и продолжаются в настоящее время.

Суммарная амплитуда вертикальных движений складывалась из ранней фазы поднятия хр. Камар с эрозионным врезом относительно «вершинной» поверхности до 600 м, зафиксированным базальтовыми потоками во временном интервале 18,1–17,7 млн лет назад, фазы дальнейшего углубления эрозионных палеодолин еще на ~450 м, заполнявшихся лавами 16–12 млн лет назад, и послевулканических дифференцированных движений, обусловивших поднятие хр. Камар относительно тальвега долины р. Култучная на ~500 м. Одновременно фундамент Южно-Байкальской впадины опустился на несколько км с ее заполнением осадочными отложениями и водой.

Различными геофизическими методами мощность кайнозойских осадочных отложений, накопившихся в Южно-Байкальской впадине, оценивается в 6 км [6; 33; 46]. Не вызывают сомнений существенные вертикальные кайнозойские движения верхней части коры. На схеме рис. 6.5 можно видеть, что Култукский вулкан находится на ветви Обручевского разлома, вырождающейся по его простиранию. Быстрое затухание амплитуды вертикальных смещений вдоль разлома с востока на запад, сопровождающееся наклоном поверхности блока вулкана к востоку, свидетельствует о шарнирной кинематике движений (рис. 6.13).

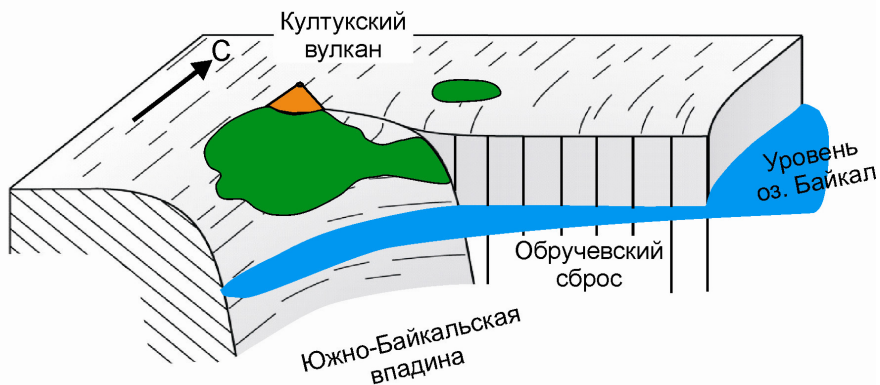


Рис. 6.13. Схематичная блок-диаграмма иллюстрирует шарнирный тектонический наклон лавовой поверхности и субвулканической части Култукского вулкана к Южно-Байкальской впадине на ее западном замыкании

Из предположения о крупноамплитудном Зыркузунском сдвиге (или сдвиге Главного Саянского разлома) в кайнозое, основанном на изгибе долины р. Иркут (см. рис. 6.3), следовала гипотеза о том, что сдвиг «обеспечивает расщеление Южной котловины Байкала в северном направлении» [14, с. 128]. Позже это же допущение было положено в основу палинспастических реконструкций ее раскрытия [1]. В модели трансформных разломов Байкальской рифтовой зоны также предполагались сдвиговые смещения, но не по Главному Саянскому разлому, а

вдоль Тункинской рифтовой долины [38]. В обеих схемах образования южно-байкальской части Байкальской рифтовой зоны придавалось решающее значение *крупноамплитудным* сдвигам. Гипотезы о таких сдвигах обсуждались при интерпретации пространственно-временного развития очаговых областей крупных землетрясений в Южно-Байкальской впадине [12; 28]. Между тем, изгиб р. Иркут в Зыркузунском ущелье мог унаследовать неоднородности пород фундамента, на что в свое время указывал И. Д. Черский. В этом случае *крупноамплитудные* кайнозойские сдвиговые смещения не играли роли в изгибании долины р. Иркут.

Используя линейную конфигурацию вулканических зон и разнесенных по высоте фрагментов вулканических и субвулканических тел в качестве геологических реперов, мы не обнаруживаем боковых смещений. Кулисное расположение Камарской и Становой зон, а также вовлечение в плавление малоглубинной литосферной мантии в этих зонах при отсутствии малоглубинного плавления в Быстринской (см. далее) интерпретируется как свидетельство поперечной камарско-становой трансенсии, существовавшей во временном интервале 18–12 млн лет назад (рис. 6.14).

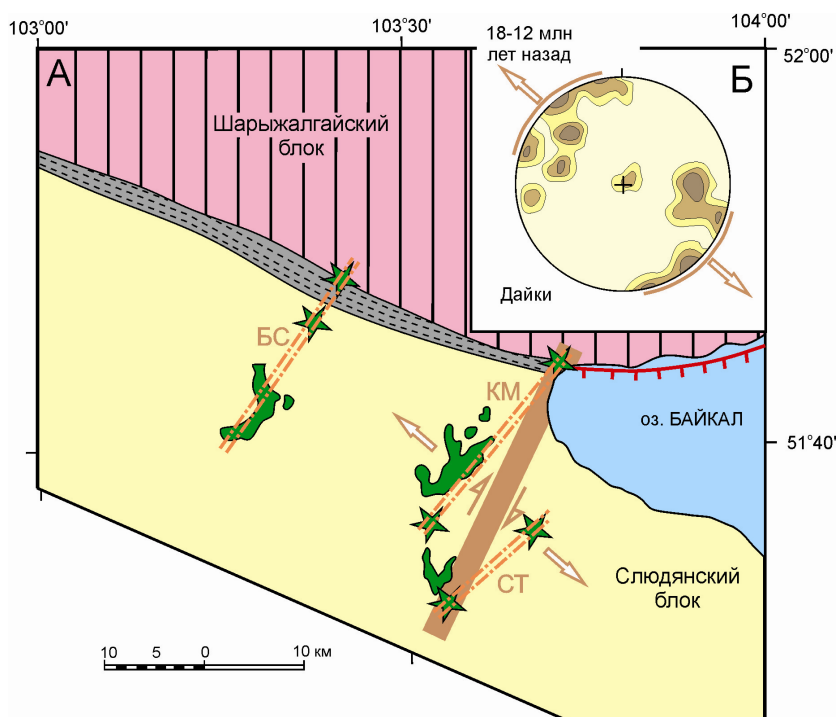


Рис. 6.14. Пространственная обособленность трансенсионной системы Камарской (КМ) и Становой (СТ) вулканических зон от Быстринской (БС) зоны (а) с иллюстрацией сферограммой ориентировки кайнозойских даек, распространенных в пределах Слюдянского блока (б). Усл. обозн. см. рис. 6.2. Широкой полосой выделена магистральная часть области трансенсии, в которой на вулканах Култукском и Метео проявился начальный вулканизм ~ 18 млн лет назад. Сферограмма приведена по работе [32, рис. 6]. Плотность точек 5, 10 и 15 %. Стрелками показано растяжение в верхней части коры в северо-западных румбах

С учетом пространственно-временного распределения вулканизма мы принимаем модель сегментного строения и неравномерного пространственно-временного развития Байкальской рифтовой системы [8; 26], согласующуюся с гипотезой генерального относительного вращения в ней Сибирского кратона и Забайкалья вокруг полюса, расположенного на ее северо-восточном структурном окончании [5; 35]. Центральная и северо-восточная части Байкальской рифтовой зоны вращались вдоль края Сибирского кратона и были отделены от ее западной части (не участвовавшей во вращении) трансформационной системой Камарской и Становой зон, поперечной по отношению к простиранию рифтовых структур. Проявление левосторонних сдвиговых смещений с амплитудой первые метры, установленные А. В. Чипизубовым и др. в голоценовых палеосейсмодислокациях зоны Главного Саянского разлома, характеризуют современное напряженно-деформированное состояние коры. Предшествовавшие сдвиговые смещения могут быть обозначены с определением их направления и амплитуды соответствующими датированными геологическими реперами.

6.6.2. Магматическая проницаемость литосферы, отражение тектонического и теплового режима в соотношениях мантийных и коровых компонентов

Согласно численному моделированию [53], внедрение магмы зависит от тектонических усилий, приложенных к литосфере, и/или теплового потока, регистрируемого на земной поверхности. Растягивающие усилия концентрируются вдоль реологической границы, поэтому латеральное распространение разрыва ведет к внедрению магматических расплавов вдоль нее. Такой контроль осуществляется в случае существенного приложения тектонического стресса к литосфере ($>10^{11}$ N/m). При относительно низком тепловом потоке (<80 mW/m²) раздел Мохо действует как ловушка для поднимающихся мантийных расплавов, а в случае высокого теплового потока (>80 mW/m²) – стресс в мантии ослабевает, поэтому расплавы поднимаются беспрепятственно.

Исследуемая территория находится в ядре рифтовых структур – в области значительных концентраций растягивающих усилий, которые, в конечном итоге, обеспечили образование глубочайшей Южно-Байкальской впадины. Фактор приложения к литосфере тектонических усилий должен был сыграть решающую роль в ее проницаемости для мантийных магм. В цитированной работе по численному моделированию использовалась кондуктивная составляющая теплового потока. В Байкальской рифтовой зоне, однако, установлено существенное искажение его измеряемых значений в верхней части коры конвективной составляющей [4]. Более того, со времени миоценового вулканизма на западном побережье Байкала тепловой поток мог существенно измениться. Более

реальные оценки влияния теплового потока на магмопроницаемость раздела Мохо могут быть сделаны только непосредственно по компонентному составу и теплосодержанию излившихся магматических расплавов.

Из общего соответствия ориентировки миоценовых даек простиранию Южно-Байкальской впадины (см. рис. 6.2, *а, б*) следует, что вулканизм проявился в условиях растяжения коры, обусловившего образование впадины. Вулканизм западного побережья оз. Байкал отражал сложившееся в позднем кайнозое напряженно-деформированное состояние Слюдянского блока в зонах магматической проницаемости, протянувшихся поперек его простирания. Три магматических импульса (~18, 16–15 и 13–12 млн лет назад) проявились приблизительно через 2,5 млн лет. Такая повторяемость характерна для магматических процессов позднего кайнозоя всей Азии [3, 9].

Первый импульс обозначился в наиболее ослабленных северной и южной пограничных частях Слюдянского блока. Литосфера Байкальской рифтовой зоны еще не испытала существенного разогрева, поэтому подъем магматических расплавов задерживался из-за реологической смены на границе Мохо, что влекло за собой захват нижнекорового материала, обогащенного SiO_2 . Об этом свидетельствует низкое Ce/Pb в излившихся расплавах. Магматический импульс сочетался с поднятием и эрозионным расчленением территории. Из факта перемежаемости излившихся лав первого пакета вулкана Метео с осадочными линзами мы делаем вывод о неоднократном поступлении начальных порций мантийных магм, прерывавшемся временными интервалами, в течение которых шло накопление обломочных отложений. Именно эти излившиеся расплавы были загрязнены нижнекоровым материалом. В заключительную фазу извержений вулкана Метео, около 17,6 млн лет назад, примесь корового материала в излившихся расплавах резко уменьшилась, что отразилось в снижении SiO_2 и смещении фигуративных точек от состава нижней коры к составу океанических (мантийных) составов (рис. 6.15).

Новой фазе воздымания территории и ее эрозионному расчленению 16–15 млн лет назад сопутствовала существенная перестройка магматической системы в связи с тепловой подпиткой области магнообразования. В это время излилась высокомагнезиальная порция расплава ($\text{MgO} = 15,27$ мас. %) с ликвидусной температурой кристаллизации оливина 1305–1321 °С. Температура оценивается как минимальная исходя из предположения о безводном составе магмы по двум уравнениям: T (°С) = 1056,6 + 17,34×MgO и T (°С) = 1000 + 20×MgO, соответственно [13; 41]. С учетом присутствия в расплавах воды и легкоплавких компонентов, реальная температура ликвидуса могла быть выше и приближаться к интервалу расчетных температур ксенолитов пегматоидных ортопироксенитов и вебстеритов со структурами распада твердых растворов, распространенных в породах подводящих каналов вулкана Сухого. При распаде твердых растворов пироксенов температуры снижа-

лись от интервала 1350–1450 °С до температур мантии шпинелевой фации (~1000–1100 °С) [24; 31].

По содержаниям петрогенных и малых элементов пегматоидные ортопироксениты и вебстериты сопоставимы с бонинитами дуги Тонга [39].

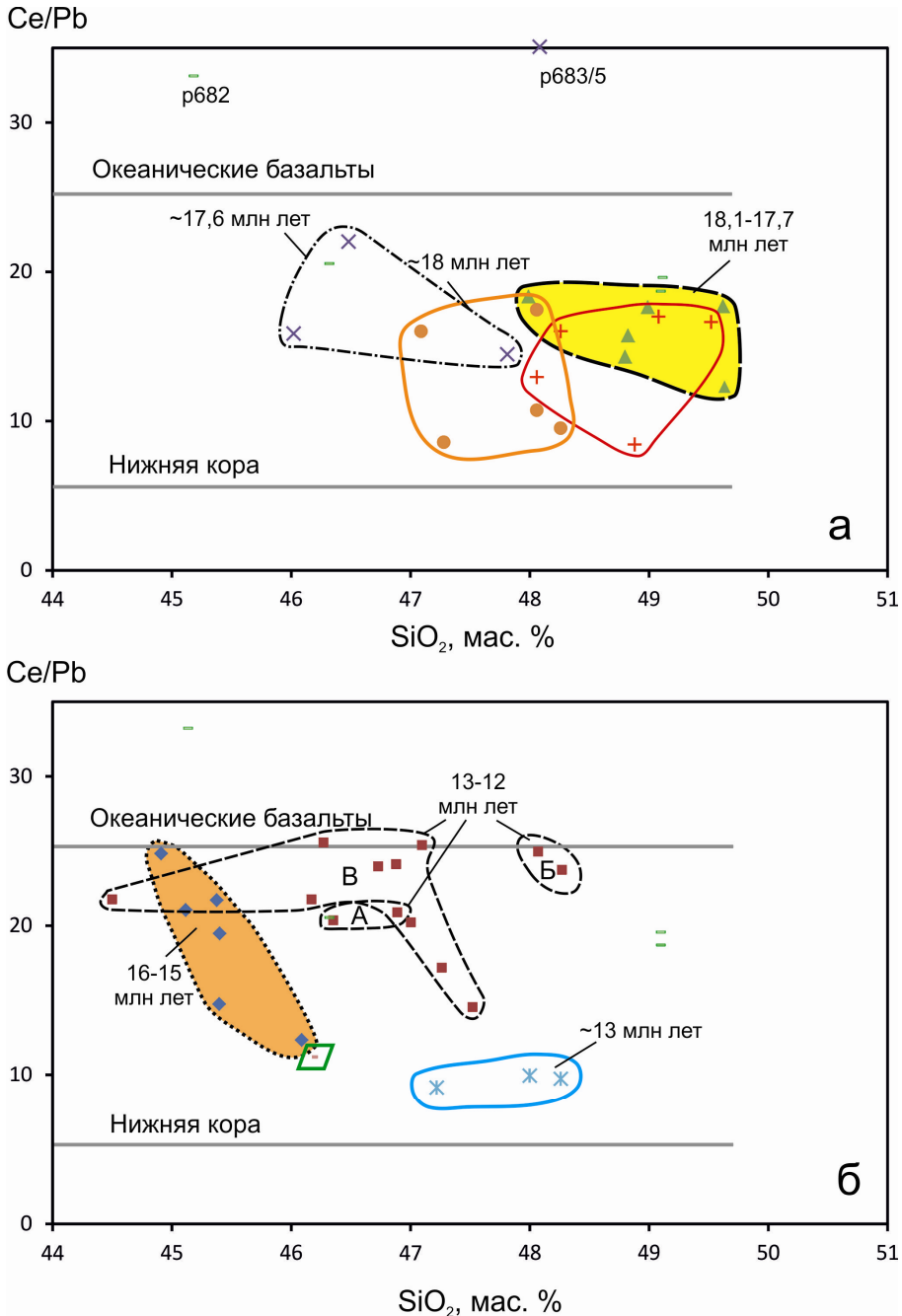


Рис. 6.15. Распределение фигуративных полей вулканических пород по отношению Ce/Pb между составами океанических базальтов ($Ce/Pb = 25 \pm 5$ [47]) и нижней части коры ($Ce/Pb = 4,8$ [49]). Усл. обозн. см. рис. 6.10. Для построения диаграммы использованы измеренные содержания SiO₂

Высокомагнезиальный базальт хр. Камар отличался от типичных пикритобазальтов повышенными содержаниями SiO_2 , что характерно для выплавов из пироксенитового источника [40; 43]. В целом, петрогенетические соотношения между высокотемпературными излившимися базальтовыми расплавами и закристаллизовавшимися на глубине пегматоидными пироксенитами пока не достаточно ясны, но важно, что и те, и другие могут свидетельствовать об относительном возрастании температуры среднемиоценовых мантийных процессов.

На рис. 6.15, б наблюдается смещение фигуративных точек вулканических пород центральной и южной частей Камарской зоны возрастом 16–12 млн лет от состава нижней коры к составу океанических базальтов с возрастанием Ce/Pb и снижением SiO_2 . Такой характер смещения точек отражал повышение роли мантийных выплавов и уменьшение – коровых. Расплавы не задерживались на разделе Мохо. Между тем, породы Култукского вулкана отличались сравнительно низкими Ce/Pb . В них существенную роль играл коровый компонент.

6.6.3. Оценки глубинности выплавов по роли граната в источниках под вулканом Метео

Для оценки вариаций глубинности мантийных выплавов обычно использовались уравнения регрессий, выведенные для источника перидотитового состава. Достоверность выводов таких расчетов вызывает сомнения, поскольку в источниках часто преобладает неперидотитовый материал. Более уверенные относительные оценки глубинности магматизма можно получить по определениям роль граната в источнике. Предполагается, что малоглубинная мантия сложена безгранатовыми породами, по мере возрастания плотности мантии начинает появляться гранат, содержания которого с глубиной увеличиваются [9]. Гранатосодержащие и безгранатовые источники отчетливо различаются в области растяжения запада США по U–Th-изотопной систематике. Безгранатовый источник дает равновесный уран ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1$). Неравновесность обусловлена разными коэффициентами распределения U и Th в системе гранат–расплав [42].

Для выяснения роли граната в эволюции магматизма рассматриваемой территории ключевое значение имеют вариации состава лав вулкана Метео, на котором источники шпинелевой фации резко сменились источниками гранатовой фации. Смена выявляется по спектрам редкоземельных элементов (РЗЭ). Базальты нижней-средней частей пакета 1 умеренно обогащены легкими лантаноидами и венчаются потоком обр. p684/3, в котором наблюдается относительное параллельное снижение линии нормированных концентраций РЗЭ, свидетельствующее о финальном развитии процессов дифференциации. По сравнению с базальтами пакета 1, базальты пакета 2 обогащены легкими лантаноидами и в заключительных порциях обнаруживают резко выраженную положительную цериевую аномалию (рис. 6.16, а).

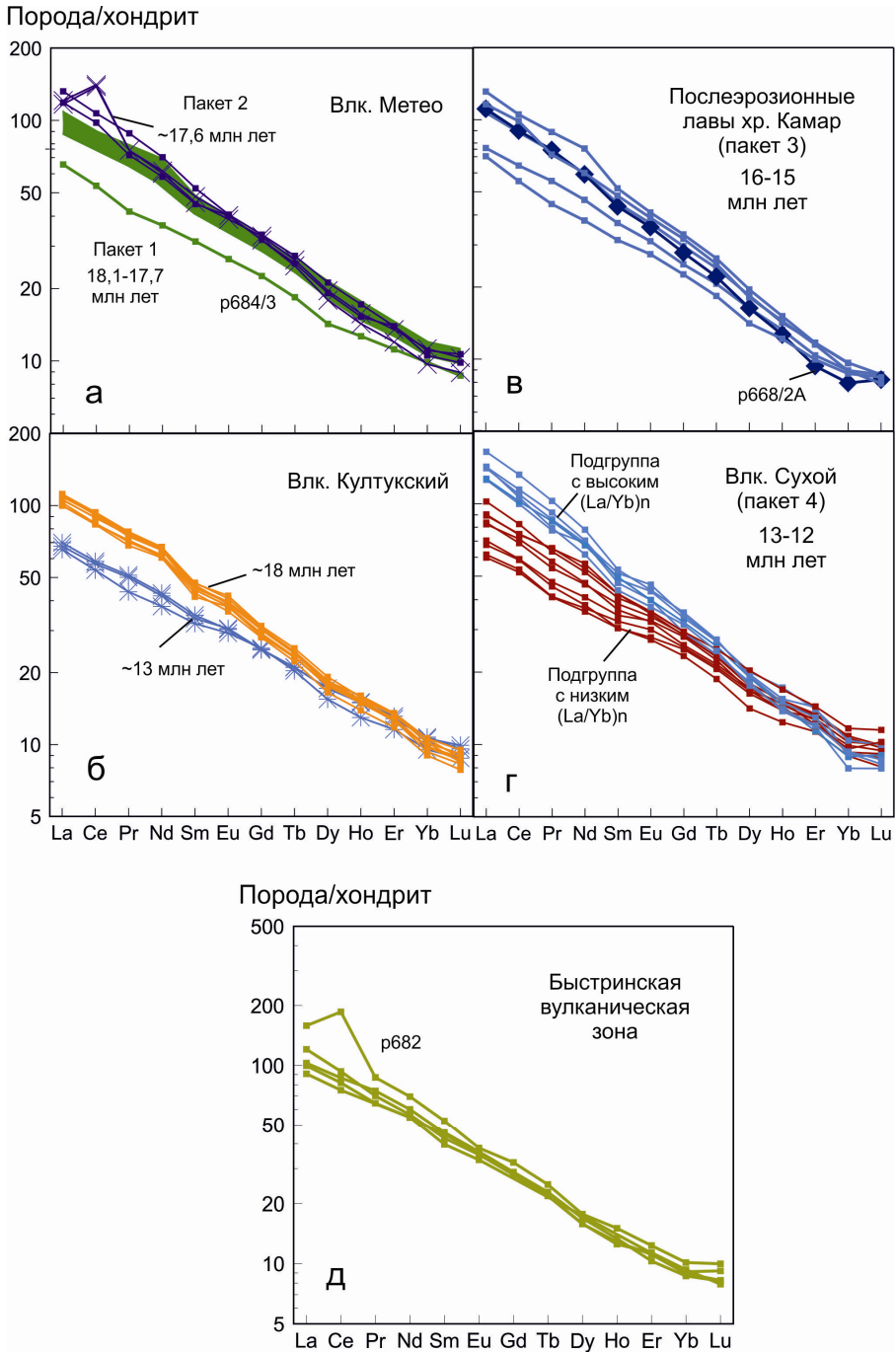


Рис. 6.16. Нормированные к хондриту спектры редкоземельных элементов для пород Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон. Сопоставление пород: *а* – двух пакетов начальных извержений на южном окончании Становой зоны; *б* – начальных и заключительных извержений на северном окончании Камарской зоны; *в* – высокомагнетизального базальта (обр. р668/2) с другими послеэрозионными базальтами (пакет 3) центральной части Камарской зоны; *г* – подгрупп пород с высокими и низкими $(La/Yb)_n$ южного окончания Камарской зоны (пакет 4); *д* – вулканические породы Быстринской зоны. Для нормирования спектров РЗЭ использован состав хондрита [51]

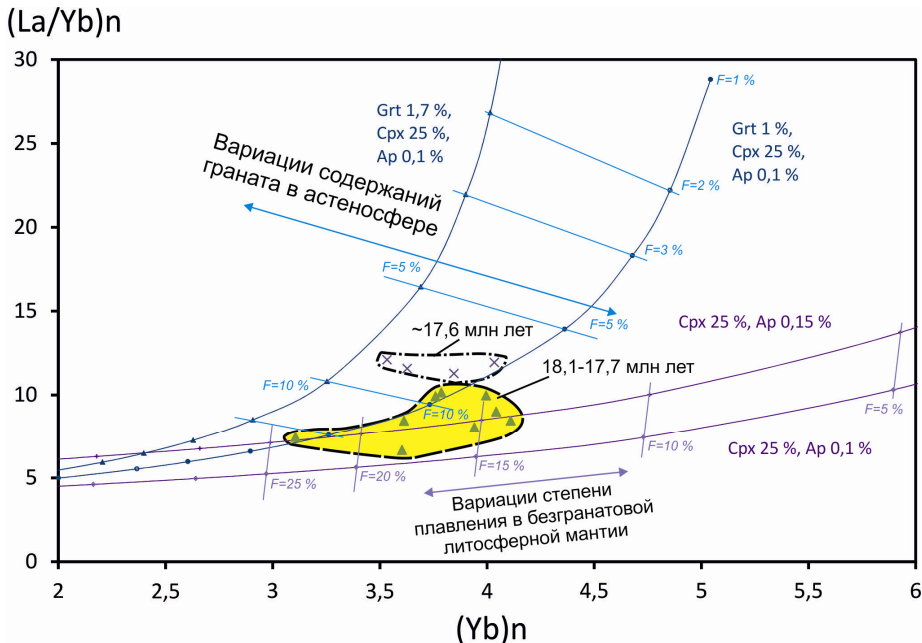


Рис. 6.17. Интерпретация фигуративных точек диаграммы $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ для пород двух фаз активности вулкана Метео. Усл. обозн. см. рис. 6.10. Базальты первой фазы (18,1–17,7 млн лет назад) являются производными высокой и существенно варьирующей степени частичного плавления литосферной мантии, а гавайиты второй фазы – фонового плавления астеносферы ($F \sim 8\%$) при варьирующих содержаниях граната, связанных с изменениями глубины источника. Модельные кривые равновесного частичного плавления рассчитаны по уравнению [50] с использованием коэффициентов распределения минерал – расплав, приведенных в других моделях [2; 9]. Для нормирования La и Yb использован состав примитивной мантии [51]

На диаграмме $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ (рис. 6.17) фигуративные точки пород первого пакета вулкана Метео распределяются в основном вдоль модельной линии с разной степенью равновесного плавления безгранатового источника ($F = 14-23\%$), а второго – вдоль модельной линии с одинаковой степенью равновесного плавления ($F = 8\%$), но с варьирующими содержаниями граната (1,0–1,7%) в источнике. Отдельные точки лав первого пакета смещены к линии с содержанием граната 1% при более высокой степени плавления, чем в источнике второго пакета. Общий разброс точек свидетельствует о начальном отделении выплавок под вулканом Метео из малоглубинного мантийного источника шпинелевой фации и гранат-шпинелевого перехода и последующем – из более глубинного источника гранатовой фации. Сначала степень плавления материала источника была высокой и сильно варьировала, затем – снижалась и стабилизировалась на одном уровне, хотя выплавки отделялись на разных глубинах.

Доля ортопироксена в составе модельного источника принимается равной 25%, остальное – оливин. Концентрации La и Yb в апатите, использованные в модели для расчета состава, обогащенного относительно недифференцированной мантии источника, рассчитывались как средние величины для апатитов типа А на основе данных [48].

Нужно обратить внимание на значение смены источников пакетов 1 и 2 вулкана Метео как перехода от литосферных выделок к астеносферным. Обычно нижняя граница прочного слоя литосферы выделяется по уменьшению скорости сейсмических волн, связанной с уменьшением вязкости и прочности мантийного материала. В отличие от физически неоднородной литосферы, астеносфера обладает свойством физической однородности. Учитывая К–Та–La-характеристики источников дивергентного и конвергентного типов (см. рис. 6.12), мы предполагаем, что вариации степени плавления малоглубинной мантии под вулканом Метео в интервале 18,1–17,7 млн лет назад были обусловлены эффектом растяжения литосферы. При снятии этого эффекта ~ 17,6 млн лет назад малоглубинное плавление уже не возобновлялось, но в течение короткого эпизода реализовалось поступление магматических выделок из более глубокой части астеносферной мантии, отвечающей однообразным (фоновым) условиям магноотделения на разных глубинах при частичном плавлении около 8 %. Такая последовательность отвечает «пассивному» типу глубинных процессов (рис. 6.18).

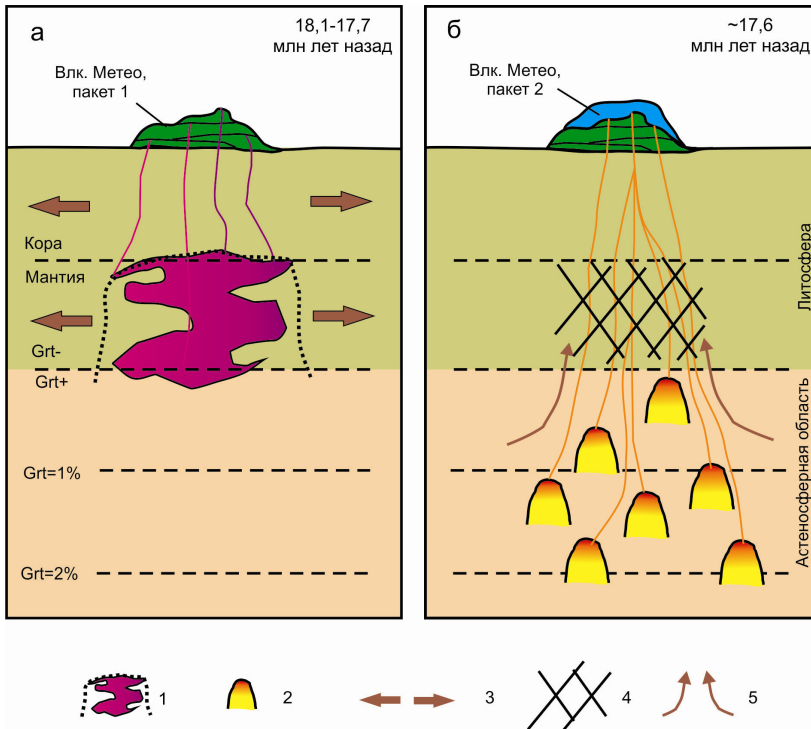
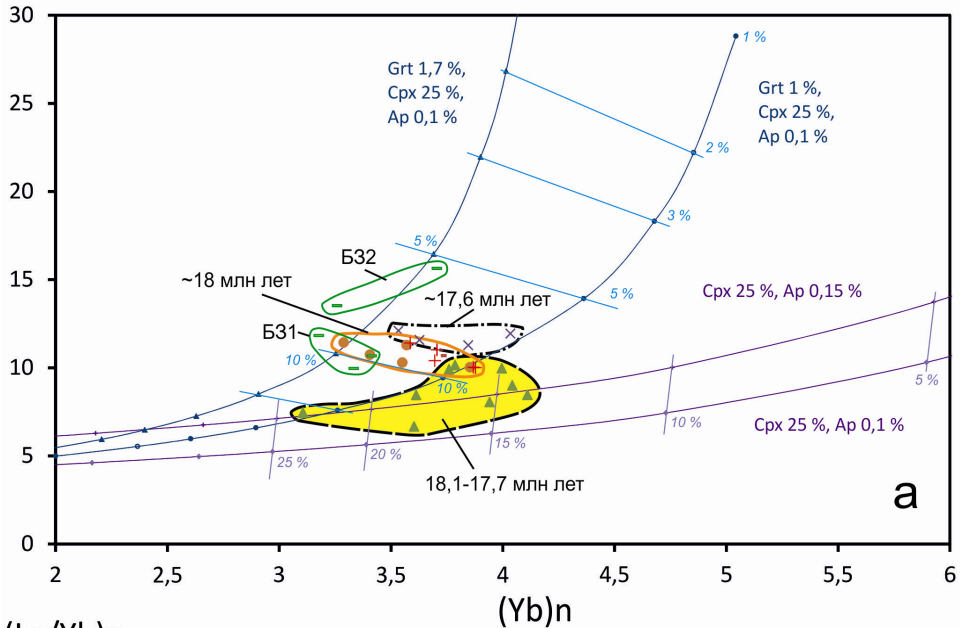


Рис. 6.18. Иллюстрация «пассивного» характера рифтогенного магматизма под вулканом Метео – смены компонентов малоглубинного литосферного источника (а) компонентами источника подстилающей астеносферы (б). 1 – частичное плавление литосферы высоких степеней ($F = 14\text{--}23\%$) в малоглубинной мантии – образование выступа со свойствами, подобными астеносфере; 2 – выдержанная степень плавления в подлитосферных разноглубинных источниках ($F = 8\%$); 3 – импульс растяжения литосферы; 4 – релаксация процессов в выступе плавления; 5 – вовлечение в магнообразование подстилающей физически однородной (астеносферной) мантии, спровоцированное импульсом растяжения литосферы

Приведенные оценки вариаций граната в источниках являются относительными. Модельные расчеты, представленные на рис. 6.19, б показывают зависимость распределения РЗЭ от соотношений

$(La/Yb)_n$



$(La/Yb)_n$

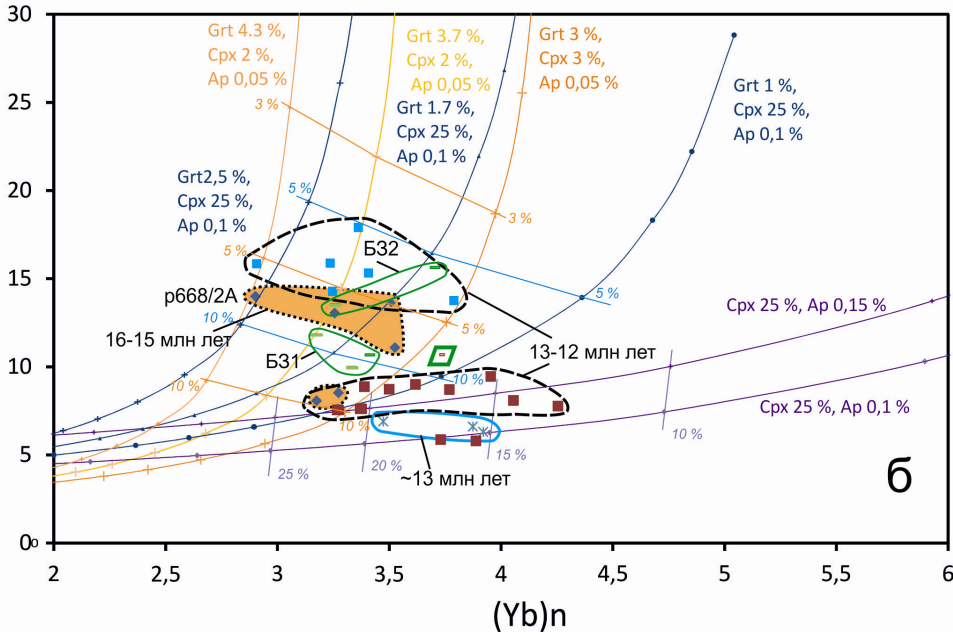


Рис. 6.19. Сопоставление данных по породам вулканов Метео и Култукского с данными о других породах Камарской и Быстринской зон на диаграммах $(La/Yb)_n - (Yb)_n$. Усл. обозн. см. рис. 6.10 и 6.17. В пакете 4 хр. Камар (вулкана Сухо-го) различаются подгруппы пород с высокими и низкими $(La/Yb)_n$, выделенные, так же как на рис. 6.16, з, голубыми и коричневыми квадратами. Для нормирования La и Yb использован состав примитивной мантии [51]

в источнике граната и клинопироксена. При низких содержаниях последней фазы доля первой при тех же соотношениях La и Yb возрастает. Возможное присутствие в источнике амфибола и/или флогопита при моделировании не учитывалось.

6.6.4. Общие соотношения активности гранатосодержащих и безгранатовых источников под Камарской, Становой и Быстринской зонами

Подобно породам вулкана Метео Становой зоны, вулканические породы всей Камарской зоны были производными источников разноглубинных уровней гранатовой и шпинелевой фаций. При подлитосферном адиабатическом поднятии материала, сопровождавшемся его частичным плавлением, отделение расплава становилось возможным в случае, если плавучесть частичных выплавов превышала плавучесть кристаллических фаз. В результате расплав высвобождался из кристаллической матрицы, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Под вулканом Метео теплосодержание системы было небольшим, поэтому рифтогенное утонение литосферы способствовало декомпрессионному плавлению с отделением расплава на сравнительно малых глубинах. Возрастание температуры мантийного материала 16–15 млн лет назад с повышением его теплосодержания выражалось в эффекте плавучести частичных выплавов с их отделением от кристаллической матрицы в более глубокой части верхней мантии.

Распределение фигуративных точек долеритов и подушечных лав Култукского вулкана на рис. 6.19 интерпретируется как свидетельство равномерного равновесного плавления ($F = 9\%$) в источнике с меняющимися содержаниями граната (1,0–1,7%), а базальтов подгруппы В31 из Быстринской вулканической зоны – слегка повышенное плавление ($F = 9–10\%$) при более высоких содержаниях граната (от 1,5 до 2,0%). По характеру плавления в источнике эти выплавки были подобны финальным выплавкам под вулканом Метео, т. е. отвечали условиям магмообразования в фоновых условиях астеносферного слоя. Содержания граната в источниках этих пород несколько варьировали; они были минимальными в источнике под вулканом Метео, максимальными – в источнике под Быстринской вулканической зоной и промежуточными – в источнике под Култукским вулканом.

Фигуративные точки послезерозионных лав, излившихся в хр. Камар 16–15 млн лет назад, резко разделились между собой. Четыре из них дали тренд, соответствующий постоянной степени частичного плавления в источнике с варьирующими содержаниями граната ($F = 8\%$) в условиях астеносферной мантии, а две другие, с низким значением $(La/Yb)_n$, – попали в область малоглубинного источника с низким со-

держанием граната или безгранатовых при повышенной степени частичного плавления (соответственно, $F = 15$ или 22%).

Высокомагнезиальный базальт р668/2А возрастной генерации 16–15 млн лет выплавился из источника с максимальным содержанием граната. В модели равновесного плавления точка находится на линии $Grt = 1,7 \%$ для источника с максимально возможным содержанием $Cr_x = 25 \%$ (или на линии $Grt = 4,3 \%$ для источника с относительно низким содержанием $Cr_x = 2 \%$) (см. рис. 6.19, б). Линия нормированных концентраций РЗЭ этого образца имеет самый крутой наклон (см. рис. 6.16, в). Высокомагнезиальная выплавка, по-видимому, отделилась от кристаллической матрицы в нижней части астеносферной магмогенерирующей области при ее фоновой степени частичного плавления ($F = 8 \%$, в источнике с низким содержанием клинопироксена F снижается до 6%). Поступлению высокотемпературных наиболее глубинных выплавов на земную поверхность могло благоприятствовать подготовленное ослабленное реологическое состояние вышележащей зоны проницаемости астеносферной и литосферной мантии и коры.

В лавовой генерации Сухого вулкана возрастом 13–12 млн лет отчетливо обособились составы, производные плавления источника с низким содержанием граната (1% при $F = 8–15 \%$) и/или безгранатового с более высокой степенью плавления ($F = 15–22 \%$). По максимальному значению F (в безгранатовой фации – 22%) они соответствовали предшествующей литосферной малоглубинной генерации 16–15 млн лет, а по минимальному значению F (в гранатовой фации – 8%) – фоновым условиям плавления в астеносферной мантии. Породы подгруппы А с низкими содержаниями кремнезема и щелочей (см. рис. 6.10) характеризовались пониженным $(La/Yb)_n$ и относились к безгранатовому литосферному источнику. Лавы возрастом 13–12 млн лет обнаруживали относительное снижение степени частичного плавления, относительно предшествовавших процессов 16–15 млн лет назад. В источнике гранатовой фации значения F составляли $5–6 \%$ при содержаниях граната: от $1,4$ до $2,7 \%$ ($Cr_x = 25 \%$) или $4–5 \%$ при содержании граната от $3,0$ до $4,5 \%$ ($Cr_x = 2 \%$).

Лавовый поток Култукского вулкана сопоставляется с лавами из гранатосодержащих источников Камарской и Становой зон, а микродолериты – с лавами из безгранатовых источников при $F = 15–20 \%$. Повышенная степень плавления была обусловлена рифтогенной магмогенерацией в литосфере. Лавы подгруппы Б32 из Быстринской зоны характеризовались повышенными $(La/Yb)_n$, отражая сравнительно низкую степень частичного плавления мантийного материала, и были подобны в этом отношении лавам южной части Камарской зоны возрастом 13–12 млн лет.

6.6.5. Модель эволюции магматизма

По данным глубинного сейсмического зондирования [21] под Южно-Байкальской впадиной в самой верхней части мантии, на глубинах от 93 до 35 км, выделена линза низких скоростей (7,7–7,8 км/с). Подобная низкоскоростная линза показана под Тункинской впадиной, но между впадинами получены повышенные скорости (8,1 км/с) (рис. 6.20). Снижение скоростей под впадинами в виде линз подтверждены более поздними сейсмическими моделями [7; 20]. Существование нормальной мантии между Тункинской и Южно-Байкальской впадинами согласуется с разрывом в распределении позднекайнозойских вулканических полей этой территории. Вулканизм Камарской, Становой и Быстринской зон пространственно связан с низкоскоростной структурой Южного Байкала, а серия полей центральной и западной частей Тункинской рифтовой долины – с подобной структурой Тункинской впадины.

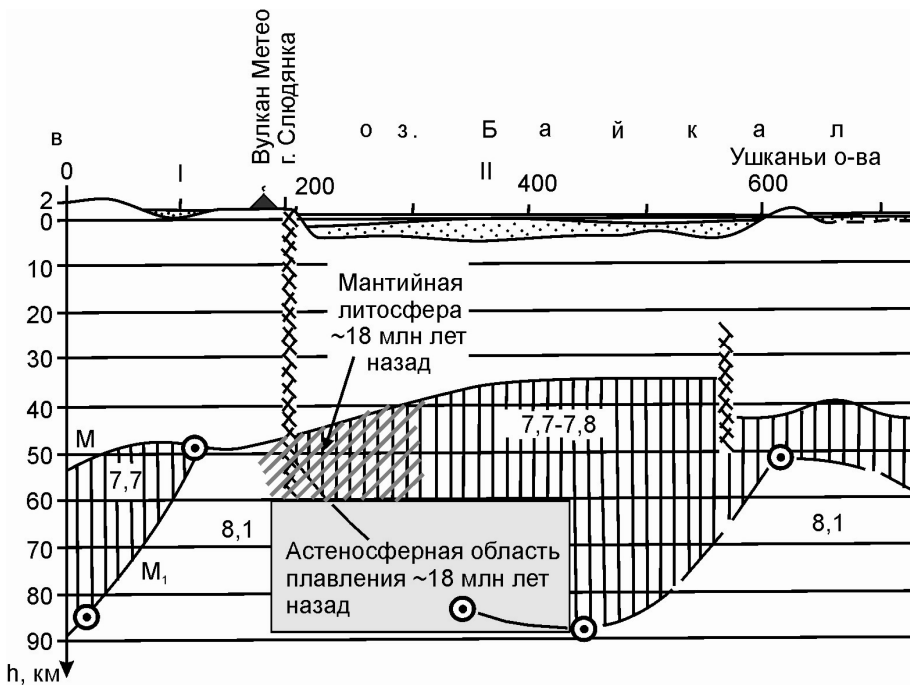


Рис. 6.20. Глубинное положение магмогенерирующей астеносферной области, реконструированной по выплавкам, излившимся на вулкане Метео около 18 млн лет назад, на сейсмическом разрезе, построенном вдоль Байкальской рифтовой зоны [21]. Разрез демонстрирует современное положение раздела Мохо и наличие низкоскоростных линз под Тункинской (I) и Южно-Байкальской (II) осевыми впадинами

На сейсмическом разрезе выражена латеральная скоростная неоднородность верхней части мантии центральной части Байкальской рифтовой зоны в глубинном интервале от границы Мохо (34–54 км) до

90 км. На раннем этапе рифтогенеза, около 18 млн лет назад, в этом интервале глубин активизировались источники выплавки, извергавшихся на вулкане Метео. Различались малоглубинные (литосферные) и более глубинные (астеносферные) процессы. Неоднородная магмогенерирующая область литосферной мантии ограничивалась снизу гранат-шпинелевым переходом. По P–T-оценкам мантийных парагенезисов переход соответствовал интервалу давлений 16–19 кбар (или интервалу глубин 51–65 км) и мог варьировать в зависимости от температуры, содержаний Cr и некоторых других параметров. При температуре 1100 °C давление перехода могло составлять 17–18 кбар (~60 км). Под активным вулканом Метео была сравнительно мощная литосфера, достигавшая шпинель-гранатового перехода (т. е. ~ 60 км) и подстилавшаяся на уровне 60–90 км материалом с астеносферными свойствами.

6.6.6. Смена насыщенности–недосыщенности кремнеземом по латерали рифтовой долины

Извергнутые и закристаллизовавшиеся в субвулканической фации расплавы вулканов Култуковского и Метео возрастом около 18 млн лет назад были обогащены SiO₂ и характеризовались *Ol–Hy*-нормативными составами. Но уже при завершении активности вулкана Метео, ~ 17,6 млн лет назад, в излившихся лавах резко возросла недосыщенность кремнеземом с их переходом к *Ne*-нормативным составам. В центральной и южной частях Камарской зоны состав лав в интервале 16–12 млн лет назад был преимущественно *Ne*-нормативным, хотя изредка извергались и *Ol–Hy*-нормативные расплавы. Между тем, извергнутые выплавки Култуковского вулкана были по-прежнему *Ol–Hy*-нормативными (см. рис. 6.4).

Латеральная смена недосыщенных кремнеземом (*Ne*-нормативных) щелочных вулканических пород насыщенными (*Ol–Hy*-нормативными), нормально щелочными в осевых впадинах характерна для континентальных рифтовых зон Восточной Африки, Западной Европы, Байкальской и Рио-Гранде [25; 45]. Западная оконечность Южно-Байкальской впадины не была исключением в этом отношении. Отметим только, что обычно латеральная смена насыщенности–недосыщенности кремнеземом проявлялась в вулканических породах рифтовых долин на продвинутом (плиоцен-четвертичном) этапе их развития. В рассматриваемом нами случае латеральный рифтогенный ряд базальтовых выплавки сложился уже в раннем-среднем миоцене из-за близости к ядру Байкальской рифтовой зоны – Южно-Байкальской впадине.

Для идентификации вулканических пород осевой рифтовой впадины и внеосевых структур нами использовалась также диаграмма FeO_{общ}/MgO – SiO₂ (см. рис. 6.12). На диаграмме этого типа прежде подчеркивались фундаментальные различия между толеитовыми и из-

вестково-щелочными магмами в общей петрохимической зональности надсубдукционного вулканизма островных дуг – смены толеитового магматизма фронтальной части дуги известково-щелочным и далее щелочным в ее тыловой части [19]. Распределение фигуративных точек долеритов и подушечных лав Култукского вулкана и лав начальной фазы извержений вулкана Метео характеризует их переходный (*Ol–Hy*-нормативный) тип с принадлежностью к толеитовой серии. Снижение SiO_2 в *Ol–Hy*- и *Ne*-нормативных породах при сохраняющемся диапазоне $\text{FeO}_{\text{общ.}}/\text{MgO}$ отражает пространственно-временную смену переходных базальтов толеитовой серии осевого рифта внеосевыми толеитовыми и умереннощелочными базальтами.

6.6.7. Роль компонентов с геохимическими характеристиками пород дивергентных и конвергентных обстановок в эволюции вулканизма Камарской, Становой и Быстринской зон

Пространственно-временные вариации состава вулканических пород в районе западной оконечности Южно-Байкальской впадины связаны с тектонической активизацией Слюдянского блока. Поперечные по отношению к нему Камарская, Становая и Быстринская зоны пересекают этот блок и не находят своего продолжения за его пределами. Такой жесткий контроль вулканических зон отражает избирательную магматическую активизацию литосферы.

Вулканизм отражал сложившееся в позднем кайнозое напряженно-деформированное состояние Слюдянского блока, пространственно соответствовавшего одноименному субтеррейну составного Хамардабанского террейна. Предполагается, что вулканогенно-осадочная толща Слюдянского субтеррейна накапливались в задуговом бассейне, заложенном на тонкой континентальной коре. В составе слюдянской серии значительную долю составляют метаморфизованные вулканические породы с геохимическими характеристиками, близкими E-MORB. В отличие от Слюдянского бассейна, Хангарульский был преимущественно амагматичным. Его большая часть сложена метатерригенными породами. Только в основании залегают вулканокластические породы, образовавшиеся за счет размыва андезитов [36]. При жестком коллизионном взаимодействии Хамардабанского террейна с Шарьжалгайским выступом кристаллического фундамента Сибирской платформы породы Слюдянского субтеррейна испытали метаморфизм гранулитовой фации [29]. Время высокоградиентного метаморфизма (и, следовательно, коллизионного события) оценивается временным интервалом 488–478 млн лет по U–Pb-датировкам синметаморфических гранитоидов [22; 52].

В Камарской и Становой зонах вулканизм начался около 18 млн лет назад в активизированных южной и северной пограничных частях

Слюдянского блока, на вулканах Метео и Култукском. Первый расположен в слабометаморфизованной части Слюдянского субтеррейна, второй – в зоне Обручевского разлома, отделяющего его от кристаллического фундамента Сибирской платформы. Последующее распространение магмовыводящих разрывов в Слюдянском блоке обусловило извержение выплавок материала из области, расположенной непосредственно под ним.

Обратимся к диаграмме $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$, на которой эмпирически выделялись источники вулканических пород континентальных областей дивергенции (растяжения) и конвергенции (зон субдукции и коллизии). В качестве эталона рифтогенного тренда служило линейное распределение точек при $K/La = \text{const}$ и варьирующих K/Ta и La/Ta в позднекайнозойских вулканических породах из рифтовых структур Северо-Восточного Китая. Эталонный тренд тыловой области зоны коллизии был обозначен для вулканических пород из Северного Тибета, под которым произошло обогащение надслэбового источника в результате преимущественного выноса из слэба La по отношению к Ta . Излившиеся лавы обогащенного источника дали диапазон $La/Ta = 55-120$. Тренд обогащения надслэбовой области с преимущественным выносом из него La вместе с K по отношению к Ta под фронтальной частью зоны конвергенции определен на примере вулканических пород Курильских островов [9, 30].

На рис. 6.21, *а* фигуративные точки лав вулкана Метео распределяются вдоль линии $K/La = 540$. Распределение точек аппроксимируется линией, отвечающей тренду источников базальтов рифтогенного типа (тренду I). Фигуративные точки лав Быстринской зоны отклоняются от этого тренда при низких $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta с относительным уменьшением значений обоих отношений (тренд II), что свойственно выплавкам из источников фронтальной части зоны конвергенции (субдукции или коллизии). Породы Култукского вулкана возрастом ~ 18 млн лет находятся в верхней правой части тренда II и обнаруживают слабую тенденцию вариаций La/Ta при $10^{-3} \cdot K/Ta = \sim 7$ (долериты) и относительное снижение этого отношения до ~ 6 (подушечные лавы).

На рис. 6.21, *б* фигуративные точки лав центральной и южной частей Камарской зоны возрастом 16–15 млн лет образуют некоторый разброс, а точки вышележащих лав возрастом 13–12 млн лет распределяются от них с относительным возрастанием La/Ta до 13,0 и снижением до 8,5 при значении $10^{-3} \cdot K/Ta = \sim 6$ (тренд III). На этом тренде находится состав недифференцированной мантии. По аналогии с процессами под Северным Тибетом, мы предполагаем, что La и другие легкие редкоземельные элементы были извлечены вследствие обогащения гранатом источника корневой мантийной части Слюдянского субтеррейна при его раннепалеозойском коллизионном сдавливании. Вследствие выноса La в верхнюю часть коллизионного террейна его корневая часть оказалась обедненной лантаном относительно тантала.

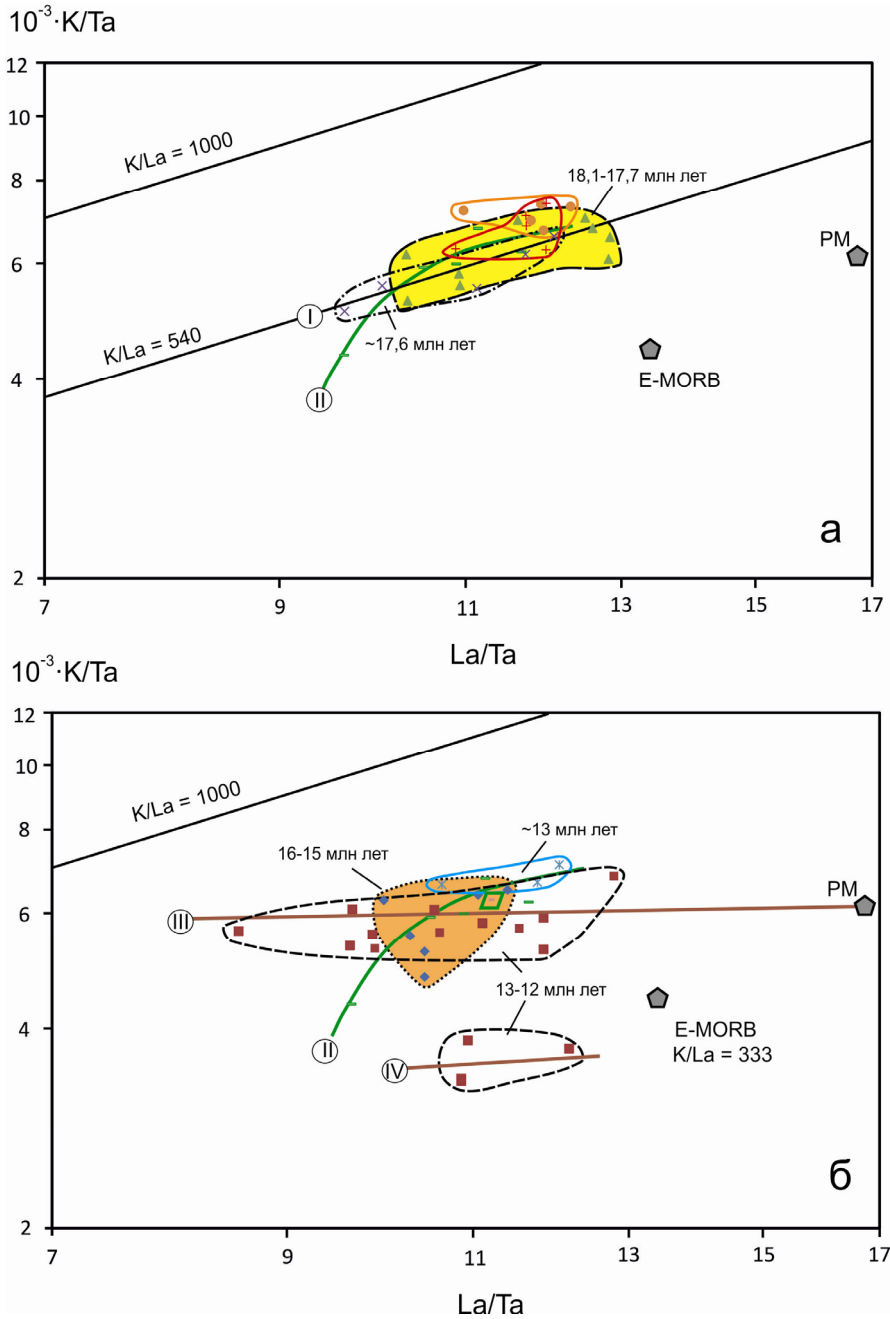


Рис. 6.21. Сопоставление четырех разновидностей пород Култукского вулкана с породами Камарской, Становой и Быстринской вулканических зон на диаграммах $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$. Усл. обозн. см. рис. 6.10. Римскими цифрами в кружках обозначены тренды источников: I – рифтогенного типа, нижний пакет вулкана Метео; II – фронтальной части зоны конвергенции, верхний пакет вулкана Метео (IIА) и все породы Быстринской вулканической зоны (IIБ); III, IV – тыловой области зоны коллизии, центральная и южная части Камарской зоны. Повышенные значения $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta в породах Култукского вулкана могут отражать эффект привноса крупноионных литофильных элементов водными флюидами в источник фронтальной части раннепалеозойской зоны конвергенции

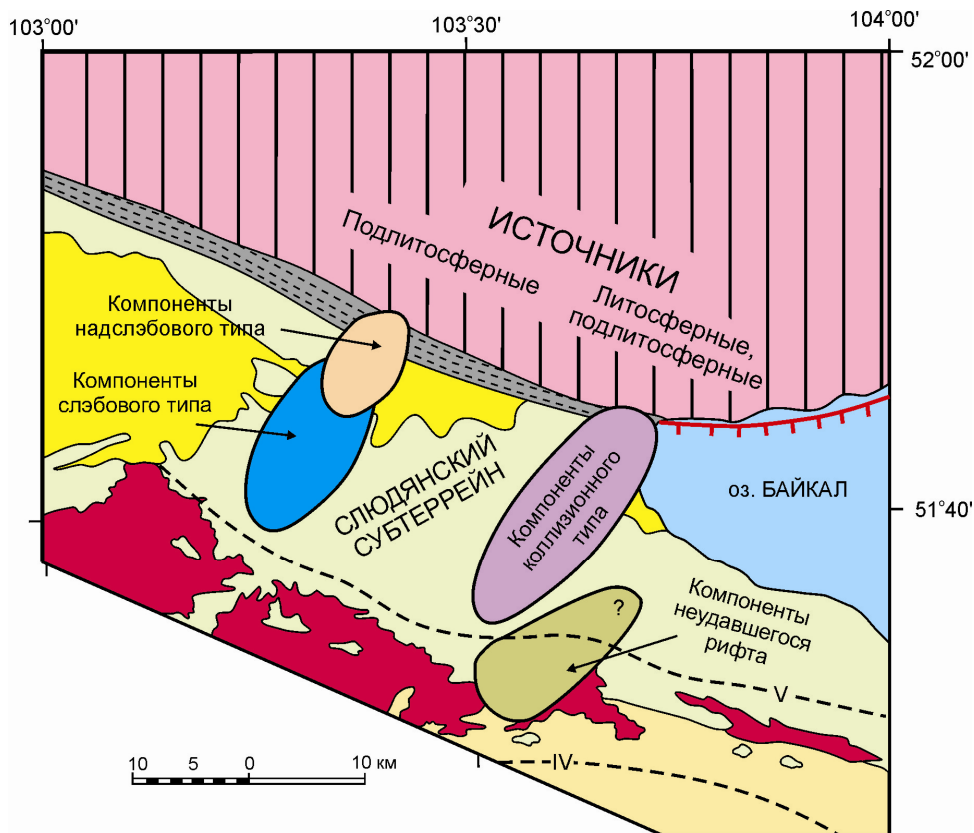


Рис. 6.22. Пространственные соотношения геохимических типов источников вулканических пород. Усл. обозн. см. рис. 6.2. В вулканических породах Камарской и Становой зон представлены литосферные и подлитосферные компоненты коллизионного и рифтогенного типа, а Быстринской зоны – подлитосферные компоненты слэбового и надслэбового типа. Область утонения литосферы, пространственно связанная с образованием впадины Южного Байкала, ограничена метаморфизованной частью Слюдянского субтеррейна. Состав источника северной части Становой зоны не определялся, что обозначено знаком вопроса (?)

Наличие недифференцированного мантийного материала в литосферной мантии Юго-Западного Прибайкалья подтверждается распространением ксенолитов шпинелевых лерцолитов с примитивными химическими характеристиками в местонахождении глубинных включений «Козья шейка» [27]. Три точки пород вулкана Сухого, смещенные ниже тренда III, представляют собой отдельную совокупность пород тренда IV, отражающую тенденцию разделения источников фронтальной и тыловой частей коллизионной зоны по значениям $10^{-3} \cdot K/Ta$ [9].

Распределение фигуративных точек микродолеритов и базальтов лавового потока Култукского вулкана на диаграмме 6.21, б приблизительно соответствует положению точек долеритов и подушечных лав этого вулкана на диаграмме 6.12, А. Породы ни одной фазы активности

Култукского вулкана в интервале 18–13 млн лет назад не обнаружили заметного тренда $K/La = \text{const}$, свойственного рифтогенным выплавкам.

Из общего анализа диаграмм рис. 6.21, *а*, *б* следует вывод о зависимости компонентного состава выплавки исследуемой территории, прежде всего, от местоположения вулкана в вулканической зоне, расщепившей Слюдянский блок. Между компонентами Камарской, Становой зон, с одной стороны, и Быстринской зоны, с другой, имелись существенные различия. Под первыми вовлекалась в плавление литосфера и подлитосферная мантия, под второй – только подлитосферная мантия. Лавы Становой зоны представлены компонентами рифтогенного типа, а Камарской – компонентами коллизионного типа. В Быстринской зоне к рифтогенным подлитосферным могут относиться компоненты лав ее северной части. Принимая во внимание относительное снижение $10^{-3} \cdot K/Ta$ и La/Ta в лавах южной части этой зоны, свойственное выплавкам из слэбов, мы рассматриваем вариации состава лав вдоль нее как отражение подлитосферной слэбово-надслэбовой динамики (рис. 6.22). Подобным сочетанием компонентов слэбового и надслэбового типа характеризуются, например, позднекайнозойские вулканические породы Кильчу-Менчхонского грабена в Северной Корее [9].

Выявленная пространственно-временная смена компонентов Камарской и Становой зон объясняется разным характером северной и южной границ Слюдянского субтеррейна. Если северная граница представляла собой зону его раннепалеозойского фронтального взаимодействия с кратонным кристаллическим фундаментом, южная – приблизительно совпадала с тыловым контуром зоны синколлизионного сжатия. Соответственно, эффект кайнозойского рифтогенеза в терминах диаграммы $10^{-3} \cdot K/Ta - La/Ta$ получил выражение только в тыловой пограничной области раннепалеозойской коллизии, причем в самом начале активизации позднекайнозойского вулканизма. В ходе его дальнейшего развития в пределах Слюдянского блока существенную роль играло плавление материала, испытавшего раннепалеозойские синколлизионные преобразования.

6.6. Заключение о характере смены магматических источников в ядре Байкальской рифтовой системы

В результате выполненных работ получены новые факты, подтверждающие точку зрения А. В. Львова о вулканическом происхождении Чертовой горы в районе пос. Култук. На Култукском вулкане выявлены фации субвулканических тел, подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов и наземных лавовых извержений. Установлен кон-

троль выходов вулканических пород затухающей ветвью Обручевского разлома, вертикальная амплитуда которой быстро уменьшается в западном направлении. Определено время активности вулкана в начале и при завершении лавовых извержений в Камарской и Становой зонах.

Из рассмотрения геоморфологических условий размещения разновозрастных вулканических пород на западном побережье оз. Байкал сделан вывод о ярко выраженных вертикальных движениях коры, проявленных на этой территории в раннем миоцене и продолжающихся до настоящего времени. Анализ геологических реперов, в качестве которых использовались авторские реконструкции линейной конфигурации вулканических зон и разнесенных по высоте фрагментов вулканических и субвулканических тел, позволил предложить интерпретацию позднекайнозойской геологической ситуации, основанную на доминировании в изученном районе вертикальных движений без привлечения существенных горизонтальных перемещений по Главному Саянскому или Тункинскому разломам.

Намечены следующие пространственно-временные закономерности активности магматических источников:

1. Малоглубинные выплавки формировались в мантийной части литосферы между границей Мохо и зоной шпинель-гранатового перехода (на уровне 48–60 км) с существенной примесью нижнекорового компонента, а более глубинные – в астеносферной мантии гранатовой фации (на уровне 60–90 км). На малых глубинах магматизм получил развитие в Камарской и Становой вулканических зонах, а на больших глубинах распространялся не только в них, но и Быстринской. Локализация малоглубинного магматизма в Камарской и Становой зонах была пространственно связана с трансенсией литосферы западного окончания Южно-Байкальской впадины и свидетельствовала об ограниченном характере рифтогенного утонения литосферы непосредственно под впадиной без его распространения под территорию Быстринской между впадинной перемычки.

2. Под западной оконечностью Южно-Байкальской впадины выделен импульс магматических процессов около 18 млн лет назад с пассивным сценарием и два импульса во временном интервале 16–12 млн лет назад – с активным. Утонение литосферы не обеспечивалось пассивным механизмом ее начальной активизации, а закреплялось только последующим включением активного механизма.

3. При малом теплосодержании мантии под южным окончанием Становой зоны первоначально, 18,1–17,7 млн лет назад, растяжение литосферы под вулканом Метео обеспечивало малоглубинное отделение выплавок с высокой степенью плавления ($F = 14\text{--}23\%$). При его ослаблении ~ 17,6 млн лет назад под вулканом отделялись финальные фоновые выплавки ($F = 8\%$) из подстилающей астеносферы. В условиях прекратившегося растяжения литосферы магматизм уже больше не во-

зобновлялся. Смена выплавок под вулканом Метео свидетельствовала о произошедшей релаксации нижней части литосферы без ее утонения. Одновременно с магматическими процессами под южным окончанием Становой зоны, под Култукским вулканом северного окончания Камарской зоны обеспечивалось сравнительно глубинное отделение частичных выплавок от кристаллической матрицы в фоновых условиях астеносферы. Со временем, растяжение литосферы возрастало. В фазу завершения вулканизма, ~ 13 млн лет назад, отделились малоглубинные литосферные выплавки при высокой степени равновесного частичного плавления. Смена глубины плавления под Култукским вулканом отражала процесс утонения литосферы.

4. Под центральной частью Камарской зоны мантийный магматизм начался 16–15 млн лет назад и отличался более высокими температурами. Выплавки отделялись на малоглубинном (литосферном) и более глубинном (астеносферном) уровнях. При новом магматическом импульсе 13–12 млн лет назад продуктивность обоих источников сохранялась с относительным снижением степени частичного плавления материала. Активность малоглубинного источника центральной и южной частей Камарской зоны сочеталась с активностью такого же источника ее северного окончания. Утонение литосферы осевой рифтовой структуры закреплялось в корневой части Слюдянского литосферного блока, соответствовавшего раннепалеозойскому субтеррейну Хамардабанского составного террейна. Слюдянский субтеррейн испытал раннепалеозойский синколлизийный метаморфизм. Миоценовые базальтовые выплавки унаследовали его компонентный состав, свойственный породам коллизийных обстановок.

Источники вулканизма Южно-Байкальской впадины, отразившие процесс активного среднемиоценового утонения нижней части литосферы, были резко обособлены от таких же источников синхронного вулканизма Тункинской впадины, сопровождавших подобное утонение литосферы. Очевидно, что активные рифтогенные процессы под обеими крупными осевыми структурами Байкальской рифтовой зоны обусловили энергетическую индивидуальность развития впадин. Более мелкие структуры, образовавшиеся вдоль оси рифтовой зоны и соединившие впадины между собой, были в дальнейшем наложены на первичную структуру активного растяжения литосферы. Будущие исследования должны быть направлены на выяснение характера пространственно-временного развития структурного соединения осевых впадин.

Култукский вулкан – единственный, извергавшийся в Южно-Байкальской впадине. В связи с его уникальностью в геологической истории этой структуры имеется вероятность разноса вулканического материала в виде шлаков или пеплов, которые могут быть обнаружены в разрезах осадочных толщ возрастного диапазона 18–12 млн лет. Дати-

рованные прослои тефры могут служить надежной основой для решения проблемных вопросов стратиграфии.

В ядре Байкальской рифтовой системы находится еще одно вулканическое проявление, но не в Южно-Байкальской впадине, а в Баргузинской. Оно было обнаружено А. Фединым в 2013 г. Состав пород соответствует андезиту, отличающемуся от типичных андезитов континентальных окраин и островных дуг аномально высокой глиноземистостью. Изучение изотопного и микроэлементного состава пород показало, что под Баргузинский впадиной плавился материал коры. По полученной К–Аг-датировке 11 млн лет проявление вулканизма в Баргузинской впадине сопоставляется с финальным вулканизмом на западной оконечности Южно-Байкальской впадины.

Список литературы

1. Балла З. Кинематика раскрытия Байкала / З. Балла, М. И. Кузьмин, К. Г. Леви // Геотектоника. – 1990. – № 2. – С. 80–91.
2. Высокомагнезиальные лавы Дариганского вулканического поля, Юго-Восточная Монголия: петрогенетическая модель магматизма на астеносферно-литосферной границе [Электронный ресурс] / И. С. Чувашова [и др.] // *Geodynamics & Tectonophysics*. – 2012. – Vol. 3, N 4. – С. 385–407. – URL:<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0081>
3. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000б. – 288 с.
4. Голубев В. А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне / В. А. Голубев. – Новосибирск : ГЕО, 2007. – 222 с.
5. Зорин Ю. А. Растяжение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по гравиметрическим данным / Ю. А. Зорин, Л. Корделл // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1991. – № 5. – С. 3–11.
6. Изучение Байкальской рифтовой впадины методом сейсмической томографии на преломленных волнах / С. В. Крылов [и др.] // Докл. РАН. – 1995. – Т. 345, № 5. – С. 674–677.
7. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным SV-волнам / В. В. Мордвинова [и др.] // Физика Земли. – 2007. – № 2. – С. 21–32.
8. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере / Н. А. Логачев [и др.] // Литосфера Центральной Азии. – Новосибирск, 1996. – С. 57–80.
9. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 310 с.
10. Киселев А. И. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнообразования / Киселев А. И., Медведев М. Е., Г. А. Головкин. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 200 с.
11. Круговая А. Н. Вулканический нект «Чертова гора» / А. Н. Круговая, С. В. Снопков // Байкальское кольцо : материалы обл. науч.-практ. конф. учащихся. – Иркутск, 2007. – Ч. 1. – С. 9–17
12. Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: пространственно-временной анализ сейсмической активизации / В. И. Мельникова [и др.] // Физика Земли. – 2012. – № 11. – С. 44–62.

13. *Кутюлин В. А.* К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава / В. А. Кутюлин // Геология и геофизика. – 1966. – № 11. – С. 42–51.
14. *Ламакин В. В.* Неотектоника Байкальской впадины / В. В. Ламакин. – М.: Наука, 1968. – 247 с. (Тр. Геол. ин-та, вып. 187)
15. *Логачев Н. А.* Саяно-Байкальское и Становое нагорья / Н. А. Логачев // Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. – М.: Наука, 1974. – 359 с.
16. *Логачев Н. А.* Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки / Н. А. Логачев. – М.: Наука, 1977. – 183 с.
17. *Логачев Н. А.* Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны / Н. А. Логачев // Докл. АН. – 2001. – Т. 376, № 4. – С. 510–513.
18. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов / Е. Е. Милановский. – М.: Недра, 1976. – 279 с.
19. *Миясиро А.* Орогенез : пер. с англ. / А. Миясиро, К. Аки, А. Шенгер. – М.: Мир, 1985. – 288 с.
20. *Мордвинова В. В.* Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам / В. В. Мордвинова, А. А. Артемьев // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 6. – С. 887–904.
21. Недра Байкала по сейсмическим данным / С. В. Крылов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1981. – 105 с.
22. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты U–Pb геохронологических исследований гранитоидов / А. Б. Котов [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 4. – С. 380–393.
23. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава / Т. А. Ясныгина [и др.] // Прикладная геохимия. – М., 2003. – Вып. 4 : Аналитические исследования. – С. 48–56.
24. *Рассказов С. В.* Базальтоиды Удокана / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 142 с.
25. *Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука, 1993. – 288 с.
26. *Рассказов С. В.* Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 4. – С. 60–70.
27. *Рассказов С. В.* Глубинные включения из базанитов Зун-Мурина (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье) / С. В. Рассказов, А. В. Иванов, Е. И. Демонтерова // Геология и геофизика. – 2000а. – Т. 40, № 1. – С. 100–110.
28. Сейсмичность и сеймотектонические деформации земной коры Южно-Байкальской впадины / Н. А. Радзиминович [и др.] // Физика Земли. – 2006. – № 11. – С. 44–62.
29. Слюдянский кристаллический комплекс / Е. П. Васильев [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1981. – 197 с.
30. Слэбовые и надслэбовые позднекайнозойские выплавки в зонах конвергентных границ Азии и Восточном Хангае, Центральная Монголия / С. В. Рассказов [и др.] // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2008. – Т. 1, № 1. – С. 43–67.
31. Состав ортопироксенов и типизация глубинных включений из лав Верхне-Окинского и Тункинского сегментов Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. РАН. – 1994. – Т. 338, № 5. – С. 649–654.
32. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне / С. М. Замираев [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 125 с.
33. *Суворов В. Д.* Структура осадочных отложений и фундамента под Южной котловиной озера Байкал по данным КМПВ / В. Д. Суворов, З. Р. Мишенькина // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1159–1167.

34. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / С. И. Шерман [и др.]. – М. : Наука, 1973. – 136 с.
35. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта / Л. П. Зоненшайн [и др.] // Докл. АН СССР. – 1978. – Т. 240, № 3. – С. 669–672.
36. Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы / В. Г. Беличенко [и др.] // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. От океана к континенту : материалы совещания ИЗК СО РАН. – 2006. – Т. 1. – С. 37–40.
37. *Флоренсов Н. А.* Кайнозойский вулканизм рифтовых зон. / Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко, Н. А. Логачев // Вулканизм и тектогенез. – М., 1968. – С. 146–151.
38. *Шерман С. И.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов / С. И. Шерман, К. Г. Леви // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. – М., 1978. – С. 7–18.
39. *Ясныгина Т. А.* Бониниты и высокотемпературные ортопироксениты: сходство геохимических характеристик и генезиса / Т. А. Ясныгина, С. В. Высоцкий, С. В. Рассказов // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Т. 2. XI Всероссийское Петрографическое совещание с участием зарубежных ученых. – Екатеринбург, 2010. – С. 374–375.
40. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts / A. V. Sobolev [et al.] // *Nature*. – 2005. – Vol. 434. – P. 590–597.
41. *Arndt N.* Komatiite / N. Arndt, C. M. Leshner, S. J. Barnes. – Cambridge University Press, 2008. – 458 p.
42. *Asmerom Y.* Th–U fractionation and mantle structure / Y. Asmerom // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1999. – Vol. 166. – P. 163–175.
43. *Herzberg C.* Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins / C. Herzberg // *J. Petrol.* – 2011. – Vol. 52, N 1. – P. 113–146.
44. Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift system: evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress / S. V. Rasskazov [et al.] // *Berliner palaobiologische abhandlungen*. – 2003. – B. 4. – P. 33–48.
45. *Lipman P. W.* Alkalic and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio Grande depression, Southern Colorado and Northern New Mexico / P. W. Lipman // *Bull. Geol. Soc. Amer.* – 1969. – Vol. 80. 7. – P. 1343–1354.
46. *Logatchev N. A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics / N. A. Logatchev, Yu. A. Zorin // *Tectonophysics*. – 1992. – Vol. 208. – P. 273–286.
47. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution / A. W. Hofmann [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters*. – 1986. – Vol. 79, N 1. – P. 33–45.
48. *O'Reilly S. Y.* Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle / S. Y. O'Reilly, W. L. Griffin // *Lithos* 53. – 2000. – P. 217–232.
49. *Rudnick R. L.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective / R. L. Rudnick, D. M. Fountain // *Reviews of Geophysics*. – 1995. – Vol. 33, N 3. – P. 267–309.
50. *Shaw D. M.* Trace element fractionation during anatexis / D. M. Shaw // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 1970. – Vol. 34. – P. 237–243.
51. *Sun S.-S.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication N 42 / eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. – 1989. – P. 313–345.
52. U–Pb zircon dating of granulite metamorphism in the Sludyanskiy complex, Eastern Siberia / E. B. Salnikova [et al.] // *Gondwana Research*. – 1998. – Vol. 1, N 2. – P. 195–205.
53. *Watanabe T.* Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas / T. Watanabe, T. Koyaguchi, T. Seno // *J. Volcanol. Geotherm. Research*. – 1999. – Vol. 91. – P. 65–78.

Глава 7

ДИВЕРГЕНЦИЯ В КРАЕВОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ: РОЛЬ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ВИТИМСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ

По пространственно-временному распределению осадочных отложений и вулканических пород предполагается, что в раннем и среднем кайнозое рифтогенез получил развитие в субширотной Тунка-Еравнинской рифтовой зоне, а в позднем кайнозое – перераспределился в центральную и северо-восточную части Байкальской рифтовой зоны [10; 18]. Байкальская рифтовая зона образовалась в позднем кайнозое в результате разрастания к северо-востоку и западу от Южно-Байкальского ядра, составлявшего в раннем-среднем кайнозое центральную часть Тунка-Еравнинской рифтовой зоны. В позднем кайнозое структуры Тунка-Еравнинской рифтовой зоны теряли активность, но начавшись на западном структурном окончании последней, вулканизм этой территории продолжался. Вулканическое поле Витимского плоскогорья оказалось за южной структурно-геоморфологической границей Байкальской рифтовой зоны, оформившейся в плиоцен-четвертичное время. Возникает вопрос: если территория плоскогорья в настоящее время находится за пределами рифтовой зоны, были ли выражены рифтогенные процессы в ходе развития новейших структур и вулканической деятельности этой территории во временном интервале позднего кайнозоя?

7.1. Общая характеристика вулканизма территории

Извержения позднекайнозойских лав на Витимском вулканическом поле способствовали планации рельефа с образованием обширного плоскогорья. Вулканизм проявился в области сочленения Еравнинского островодужного, Икатского турбидитового и Западно-Станового террейнов. Граница между Еравнинской островной дугой и ее Икатским задуговым бассейном выражена нечетко [2]. Тем не менее, она контролировала внедрения щелочно-ультраосновных тел сайжинского комплекса палеозоя [8]. В мезозое территория Еравнинского террейна оказалась охваченной вулканическими извержениями преимущественно трахибазальтового состава, не распространявшимися в пределы Икатского террейна. Соответственно, вулканическое поле кайнозойских базальтов также образовалось в пределах Еравнинского террейна. Его северо-западная граница пространственно подчинялась границе этого террейна с сопредельным Икатским террейном, а северо-восточная – границе с Западно-Становым (рис. 7.1).

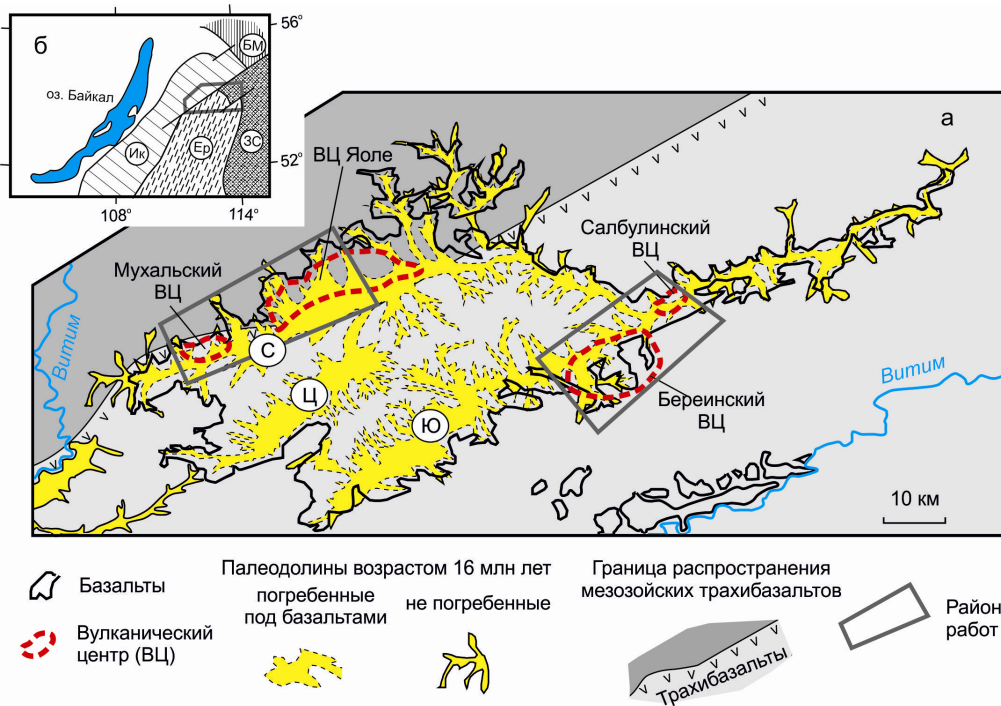


Рис. 7.1. Схема местоположения в районе исследований позднекайнозойских погребенных палеодолин (*а*) и тектоно-стратиграфических террейнов (*б*). На схеме *а* в западной части Витимского плоскогорья (в Северной (С) палеодолине) находятся вулканические центры (ВЦ) Яоле и Мухальский, в восточной части (в Южной (Ю) палеодолине) – вулканические центры Берейнский и Салбулинский. В Центральной (Ц) палеодолине расположены крупные вулканические центры Намару и Дыбыринский (на рисунке не показаны). Граница распространения мезозойских трахибазальтов в Западном Забайкалье показана на схеме *а* по работе [5] с уточнением по новой находке трахибазальтов в скважине 8182, пройденной в 2012 г. в районе Мухальского ВЦ. На схеме *б* [2] нанесены границы террейнов: островодужного Еравнинского (Ер), задугового турбидитового Икатского (Ик), рифейского Байкало-Муйского (БМ) и Западно-Станового (ЗС)

Витимское вулканическое поле получило широкую известность благодаря работам по глубинным включениям из щелочных базальтоидов [4; 7; 17; 19; 27; 32; 34; и др.]. Данные о содержаниях петрогенных оксидов в лавах обнаженной части вулканического поля были опубликованы А. И. Киселевым и др. [7]. Однако из-за слабой расчлененности рельефа, не превышающей 50 м, в этой работе оказались охарактеризованными только породы из самых верхних частей лавовых накоплений. С начала 1980-х гг. проводилось систематическое изучение последовательностей кайнозойских вулканических и вулканогенно-осадочных толщ Витимского плоскогорья с использованием керна скважин, пробуренных Багдаринской экспедицией и Байкальским филиалом «Сосновгеология» Федерального государственного унитарного геологического предприятия «Урангеологоразведка». Технология бурения обеспечивала

100-процентный выход керна и детальную послойную документацию разрезов. Слои вскрытых скважинами вулканических пород использовались для корреляций стратиграфических подразделений с применением датирования в К–Аг-изотопной системе и согласованием с данными био-стратиграфии осадочных отложений [3; 5; 15; 16; 19; 20; 22; 33].

Разработанная стратиграфическая схема включает кулариктинскую свиту верхнего олигоцена–нижнего миоцена, джилиндинскую свиту среднего-верхнего миоцена, хойготскую толщу плиоцена (возраст 5,2–2,9 млн лет) и береинскую толщу плейстоцена (возраст 1,8–0,6 млн лет). Джилиндинская свита начала формироваться на своде Антаса, поднятие которого сопровождалось заложением глубоких (до 500 м) палеодолин с эрозионным расчленением окружающей территории. Палеодолины начали заполняться на рубеже раннего и среднего миоцена (16–15 млн лет назад) грубообломочными отложениями нижнеджилиндинской подсвиты, почти не содержащей вулканических прослоев. Дальнейшее осадконакопление с переходом к фациям озерных отложений верхнеджилиндинской подсвиты среднего-верхнего миоцена сопровождалось излияниями лав временного интервала 14,4–9,0 млн лет назад. Во второй половине позднего миоцена вулканическая активность снизилась. В интервале 7,5–6,5 млн лет назад извержения происходили на единственном вулканическом центре Намару. Снижение вулканической активности совпало во времени со структурной перестройкой северо-восточной части Байкальской рифтовой системы – сменой ее поперечных сдвиговых движений в северо-восточном трансензионном Цыпа-Муяканском сегменте продольными движениями в субширотных трансензионных Муя-Удоканском и Рель-Верхнеангарском сегментах [18].

На Витимском плоскогорье под вулканическими породами и осадочными отложениями погребены три крупные магистральные палеодолины, протягивающиеся в северо-восточном направлении: Хойготская (Северная), Джилиндинская (Южная) и Аталангинская (Центральная). Первая прослежена на 120 км, вторая – на 100 км, третья – на 50 км. В настоящей работе исследуются вулканические породы из западной части вулканического поля, в верховьях Хойготской палеодолины, и из восточной, в районе соединения этой палеодолины с Джилиндинской. Подчеркивается значение средне-позднемиоценового вулканического интервала и более поздней эволюции вулканизма по результатам сравнительного анализа петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов Nd, Sr в наиболее представительных и хорошо изученных последовательностях вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья. Обращается внимание на разный характер временной смены состава лав вулканических центров. Выделенные последовательности петрогенетических групп рассматриваются в свете глубинной динамики, определившей соотношения в выплавках материала из литосферных и подлитосферных источников.

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН методом ICP–MS с использованием масс-спектрометра Agilent 7500ce Байкальского аналитического центра коллективного пользования (пробоподготовка химиков-аналитиков М. Е. Марковой, Е. А. Михеевой, расчеты – Т. А. Ясныгиной). Характеристика методик приведена в работе [14]. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре института классическим «мокрым» методом (аналитики Г. В. Бондарева и М. М. Самойленко). Измерения изотопных отношений Sr и Nd выполнялись на 7-коллекторном масс-спектрометре Finnigan MAT 262 Байкальского аналитического центра коллективного пользования (масс-спектрометрист Н. Н. Фефелов) по методике, приведенной в работе [6]. Частично использованы аналитические данные, приведенные в работах [19; 28; 34; 36].

7.2. Последовательность активности вулканических центров западной и восточной частей плоскогорья

На вулканическом поле закартировано 88 вулканических конусов, выступающих над аккумулятивной лавовой поверхностью. При бурении обнаружено еще 18 погребенных вулканических построек. Вулканические аппараты распределены дискретно и образуют семь крупных и шесть небольших вулканических центров. Крупные имеют поперечник 16–20 км и насчитывают от 9 до 17 отдельных шлаколавовых построек. Вулканические центры меньших размеров (в поперечнике первые км) объединяют от двух до четырех шлаколавовых построек. Каждый вулканический центр действовал в течение ограниченного временного интервала и отличался по времени активности от других вулканических центров. На западе Витимского плоскогорья извержения происходили из крупного вулканического центра Яоле и небольшого Мухальского, на востоке – из крупного Береинского вулканического центра и небольшого Салбулинского (см. рис. 7.1). Относительно исследуемого восточного участка, плейстоценовые лавы распространялись восточнее, т. е. ниже по течению р. Бол. Амалат. Шлаколавовых аппаратов здесь, однако, не обнаружено, поэтому предполагается, что потоки этой части поля связаны с излияниями, происходившими на Береинском и Салбулинском вулканических центрах.

Лавы западной части поля относятся к джилиндинской свите, лавы восточной части – к джилиндинской, хойготской свитам и береинской толще. Анализ вариаций состава вулканических и субвулканических пород проводится отдельно для пород западной и восточной частей вулканического поля. В общей последовательности событий выделяется семь разновозрастных групп пород (табл. 7.1).

Таблица 7.1

Сопоставление групп (трендов) разновозрастных вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья

№ вулканического эпизода: возраст, млн лет	Западная часть, вулканические центры Мухальский и Яоле		Восточная часть, вулканические центры Берейнский и Салбулинский	
	№ группы, подгруппы (тренда)	Породы	№ группы, подгруппы (тренда)	Породы
7: 1,1–0,6			7А	Базаниты
			7Б	Базаниты, фонотефриты, тефрифонолиты
6: 4–3			6	Базальты
5: ~ 9,2	5А	Трахибазальты, базаниты		
	5Б	Базаниты, фонотефриты	5Б	Базаниты в фации силлов
4: 11,8–9,5	4А	Базальты	4А	Базальты, трахибазальты
	4Б	Силлы, подобные по составу лавам с трендом 4А	4Б	Силлы, подобные по составу лавам с трендом 4А
3: 13–12	3А	Базаниты с повышенным Ap в фациях лав и силлов	3А	Базаниты с повышенным Ap в фациях лав и силлов
			3Б	Базаниты с пониженным Ap
2: 14–13	2	Щелочные оливковые базальты	2	Базальты, андезибазальты
1: 16–14			1	Пикритобазальты, Mg-базаниты

Примечание: Жирным шрифтом выделены тренды эпизодов 3 и 4 со сходной эволюцией глубинного магматизма во временном интервале 13,0–9,5 млн лет назад под западной и восточной частями плоскогорья

7.2.1. Западная часть плоскогорья

Первый опорный разрез джилиндинской свиты с использованием данных бурения был изучен в западной части территории, в районе оз. Мухал. Здесь выделено две толщи, разделенные стратиграфическим несогласием: нижняя, осадочно-вулканогенная, мощностью более 200 м и верхняя, вулканогенно-осадочная, мощностью 150–160 м (рис. 7.2).

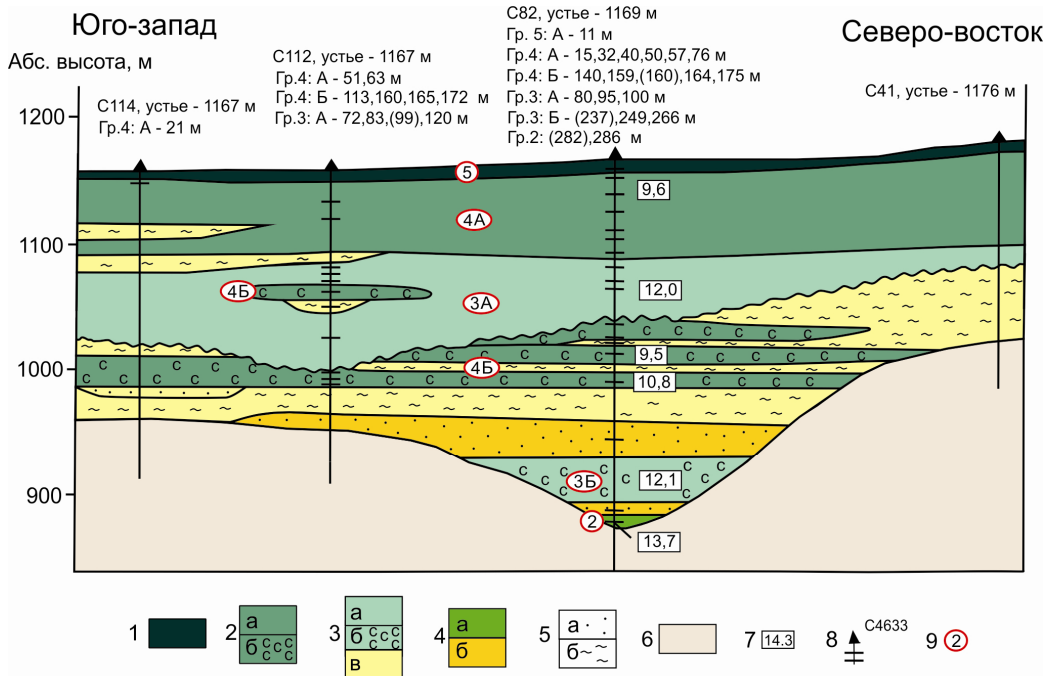


Рис. 7.2. Строение опорного разреза верховьев Северной (Хойготской) палеодолины в районе оз. Мухал ([17, 20] с уточнениями). 1–4 – джилдинская свита: 1 – пакет финального эпизода извержений базанит-фонотефритового состава (~9,2 млн лет), 2 – пакет базальтовых лав (а) и синхронные силлы (б) (10,8–9,5 млн лет), 3 – пакет базанитовых лав (а), синхронные силлы (б) и перемежающиеся с лавами осадочные отложения (в) (13–12 млн лет), 4 – пакет щелочных оливиновых базальтов в тальеге эрозионной палеодолины (а) и перекрывающие отложения (б) (14–13 млн лет); 5 – фации осадочных отложений: а – пески, гравелиты, галечники, б – алевролиты, алевроиты; б – породы докайнозойского фундамента; 7 – К–Аг-датировка; 8 – скважина, ее номер, абсолютная отметка устья, глубина отбора образцов вулканических пород и осадочных отложений (в скобках); 9 – порядковый номер вулканического эпизода в табл. 7.1

В нижней, осадочно-вулканогенной толще, в основании разреза, вскрытого самой глубокой 286-метровой скв. 82, опробован поток щелочно-оливин-базальтового состава мощностью 3 м. Он залегает на породах фундамента и перекрыт слоями алевролитов (1 м) и галечников (4 м). Выше находится слой гиалобазанитов (38 м), представляющий собой силл. Его кровле соответствует слой светло-серого мелкозернистого песка (23 м), перекрытый слоем озерных ленточных алевроитов с вивианитом и диатомовыми линзами. Суммарная мощность однородных озерных отложений, реконструируемая в разрезах разных скважин верховьев Хойготской палеодолины, превышает 150 м. Отложения инъецированы базальтовыми силлами.

В верхней вулканогенно-осадочной толще различаются три пакета лав разного состава: базанитовый (90–100 м), базальтовый (50–60 м) и базанит-фонотефритовый (от первых метров до 40 м и более). В базанитовом и базанит-фонотефритовом пакетах распространены прослои

вулканических шлаков, накопление которых приводило к образованию вулканических конусов, выступающих над слабо расчлененной лавовой равниной. В юго-западной части вулканического центра Яоле находится субмеридиональная цепочка четырех построек. Самая крупная из них (80-метровая) представляет собой вал, образовавшийся над магмовыводящей трещиной протяженностью около 1 км. Вал вытянут в северо-восточном направлении и сложен агглютинатами, лавами и линзами шлаков фонотефритового состава, наклоненными к северо-западу по аз. 310° под углом $10\text{--}15^\circ$.

Для щелочного оливинового базальта основания разреза (обр. 82/286) получена K–Ar-датировка $13,7 \pm 1,2$ млн лет. Толща осадочных отложений накапливалась после извержений щелочных оливиновых базальтов без лавовых извержений. Однородные глубоководные озерные отложения нижней осадочно-вулканогенной толщи не обнаруживают в разрезе каких-либо следов размыва и переходов к зернистым осадочным прослоям. Фации гиалокластитов или подушечных лав, которые могли образоваться при подводных извержениях в озере, не обнаружены. На границах силлов отсутствуют поры, характерные для границ лавовых потоков. В кровле и подошве силлов обнаружены признаки отжига спор и пылицы.

Осадконакопление завершилось спуском воды из озерного водоема и его эрозионным расчленением, зафиксированным порцией базанитовых лав, излившихся около 12 млн лет назад. Датировка гиалобазанитов нижнего силла (обр. 82/237) $12,1 \pm 2,0$ млн лет сопоставима с датировкой $12 \pm 1,3$ млн лет базанитов послеэрозионного лавового пакета (обр. 82/110), что свидетельствует о внедрении гиалобазанитового силла в нижнюю осадочно-вулканогенную толщу одновременно с излиянием послеэрозионных базанитовых лав. Основную фазу излияний базальтовых лав верхнего пакета характеризует датировка $9,6 \pm 0,7$ млн лет (обр. 82/32). Для базальтовых силлов, внедрившихся в пакет озерных отложений, получены сопоставимые датировки в пределах погрешности измерений ($10,8 \pm 0,8$ млн лет, обр. 82/175 и $9,5 \pm 1,0$ млн лет, обр. 82/159). В целом базальты в лавовой и субвулканической фациях датированы интервалом 10,8–9,5 млн лет.

Верхний пакет разреза охарактеризован датировкой $9,2 \pm 1,0$ млн лет фонотефрита (обр. p987), отобранного на шлаколавовом конусе вулканического центра Яоле [20].

7.2.2. Восточная часть плоскогорья

В отличие от западной части плоскогорья, лавы и осадочные отложения в его восточной части не образуют единой стратиграфической последовательности. По обнажениям и линиям разрезов в Береинском и Салбулинском вулканических центрах выделены эпизоды вулканической деятельности: 1) рубежа раннего-среднего миоцена (16–14 млн лет

назад), 2) середины среднего миоцена (14–13 млн лет назад), 3) окончания среднего миоцена (13–12 млн лет назад), 4) первой половины позднего миоцена преимущественно базальтов (10,8–9,5 млн лет назад, 5) приблизительно этого же временного интервала – базанитов, 6) раннего плиоцена (4–3 млн лет назад) и 7) плейстоцена (1,1–0,6 млн лет назад).

Среднемиоценовые лавы Береинского вулканического центра заполняли глубокие эрозионные палеодолины, перемежаясь с линзами осадочных отложений (рис. 7.3, 7.4). Тальвег главной палеодолины находился на абсолютной высоте 850 м. Толщина накопившихся лав достигала 200 м. Накопившая вулканическая толща вновь расчленилась до абсолютной отметки 960 м. Сформировавшийся врез заполнялся преимущественно грубообломочными отложениями мощностью до 80 м. Лавы последующих (позднемиоценовых) извержений перекрывали грубообломочную толщу и сохранившиеся от эрозии останцы ранних лав. Нижние потоки перемежались с линзами песка. Максимальная мощность позднемиоценовых лавовых накоплений составила 130 м. Плейстоценовые врезы речных долин расчленили верхние части обеих вулканических толщ до абсолютной отметки 950 м. Врезы заполнились лавами и линзами песков. Мощность лав в плейстоценовых долинах достигала 70 м.

Первый эпизод вулканизма в Береинском центре представлен своеобразными породами, обнаруженными И. В. Ащепковым [13] в виде обломков в слоистой туфогенно-осадочной толще, вскрытой карьером на 76-м км дороги Романовка – Багдарин (местоположение см. на рис. 7.3). Состав обломков меняется от пикритобазальтового до Mg-базанитового. В цитированной работе приведена K–Ar-датировка пород 26 млн лет, полученная по валовому составу. Позже были обозначены более молодые цифры: 18,5, 18,1 ± 1 и 16,3 ± 1 млн лет [13; 32; 34]. Породы сложены вулканическим стеклом и изменены (потери при прокаливании составляют 4,1–6,6 мас. %), поэтому опубликованные K–Ar-возрастные оценки сомнительны. Из-за проблематичности корректного датирования пород в K–Ar-изотопной системе их возраст может определяться только по геологическим соотношениям – перекрытию включающей эти породы туфогенно-осадочной толщи среднемиоценовыми андезибазальтовыми подушечными лавами с ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировкой «плато» 13,35 ± 0,17 млн лет (обр. V–12) [5].

Туфогенно-осадочная толща с фрагментами пикритобазальтов и Mg-базанитов занимает относительно высокое гипсометрическое положение (>1000 м), подошва пакета базальт-андезибазальтовых лав опущена ниже отметки 900 м, а кровля – достигает отметок 1100 м. Пикритобазальт-Mg-базанитовая постройка образовалась до излияний базальт-андезибазальтовых лав и ко времени этих излияний была уже разрушена. Наиболее вероятно, что пикритобазальты и Mg-базаниты извергались во временном интервале 16–14 млн лет назад, одновременно с перестройкой рельефа территории Витимского плоскогорья, его глубоким

эрозионным расчленением и накоплением грубообломочных отложений нижнеджилиндинской подсвиты [22]. В это же время в других районах Азии происходили извержения лав экзотического состава, таких как оливиновые мелалейцититы Удоканского вулканического поля, резко обедненные несовместимыми элементами толеитовые базальты Тункинской долины (включая составы с $MgO = 15-16$ мас. %), калиевые базальты Угей-Нурского поля Центральной Монголии и лейцититы Угловской впадины Приморья [6].

Второй вулканический эпизод Береинского центра представлен 200-метровым пакетом базальтовых и андезибазальтовых лав. Эти лавы переслаивались с осадочными отложениями, содержащими спорово-пыльцевые спектры и диатомовые водоросли среднего миоцена. Для пакета получены $^{40}Ar-^{39}Ar$ - и $K-Ar$ -датировки в интервале 14,3–13,5 млн лет [5, 22].

Третий вулканический эпизод Береинского центра обозначен базанитами, залегающими в виде лав и силлов. Для базанитового сила, внедрившегося в мощный (101 м) однородный озерный пакет, получена $K-Ar$ -датировка $12,6 \pm 0,8$ млн лет (обр. 7236/158).

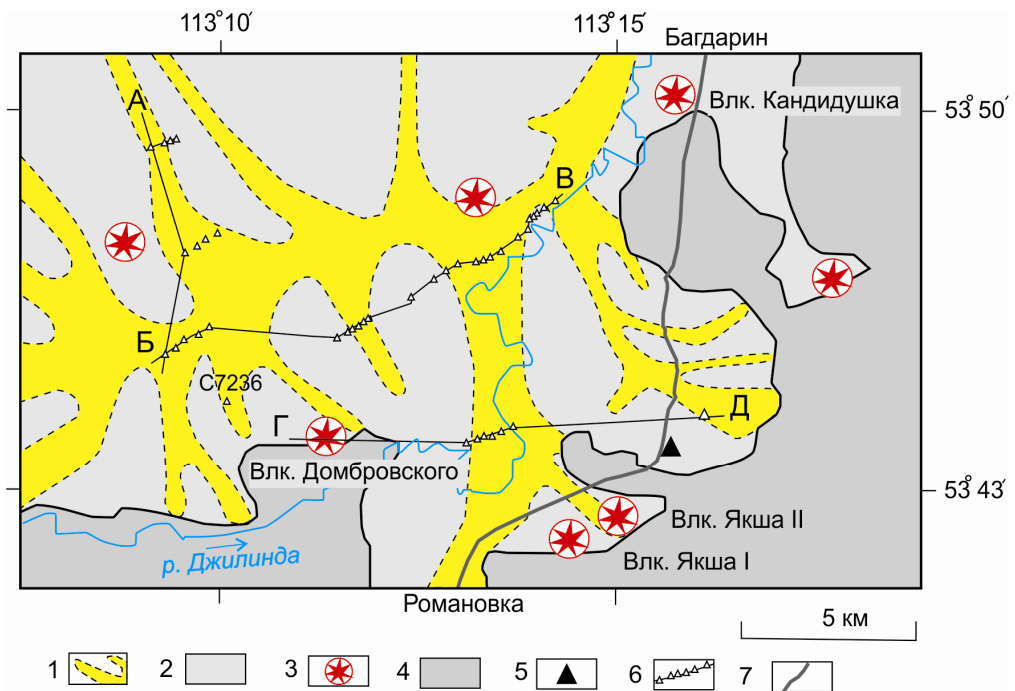


Рис. 7.3. Схема опробования Береинского вулканического центра. 1 – погребенная палеодолина; 2 – контур распространения лав; 3 – шлаково-агглютинативная постройка; 4 – докайнозойский фундамент; 5 – дорожный карьер, вскрывающий слоистую туфогенно-осадочную толщу с обломками пород от пикритобазальтового до Mg-базанитового состава; 6 – линия буровых скважин, отдельная скважина С7236; 7 – автомобильная дорога Романовка – Багдарин. Схема построена с использованием данных П. А. Пешкова и С. И. Макарова [11]

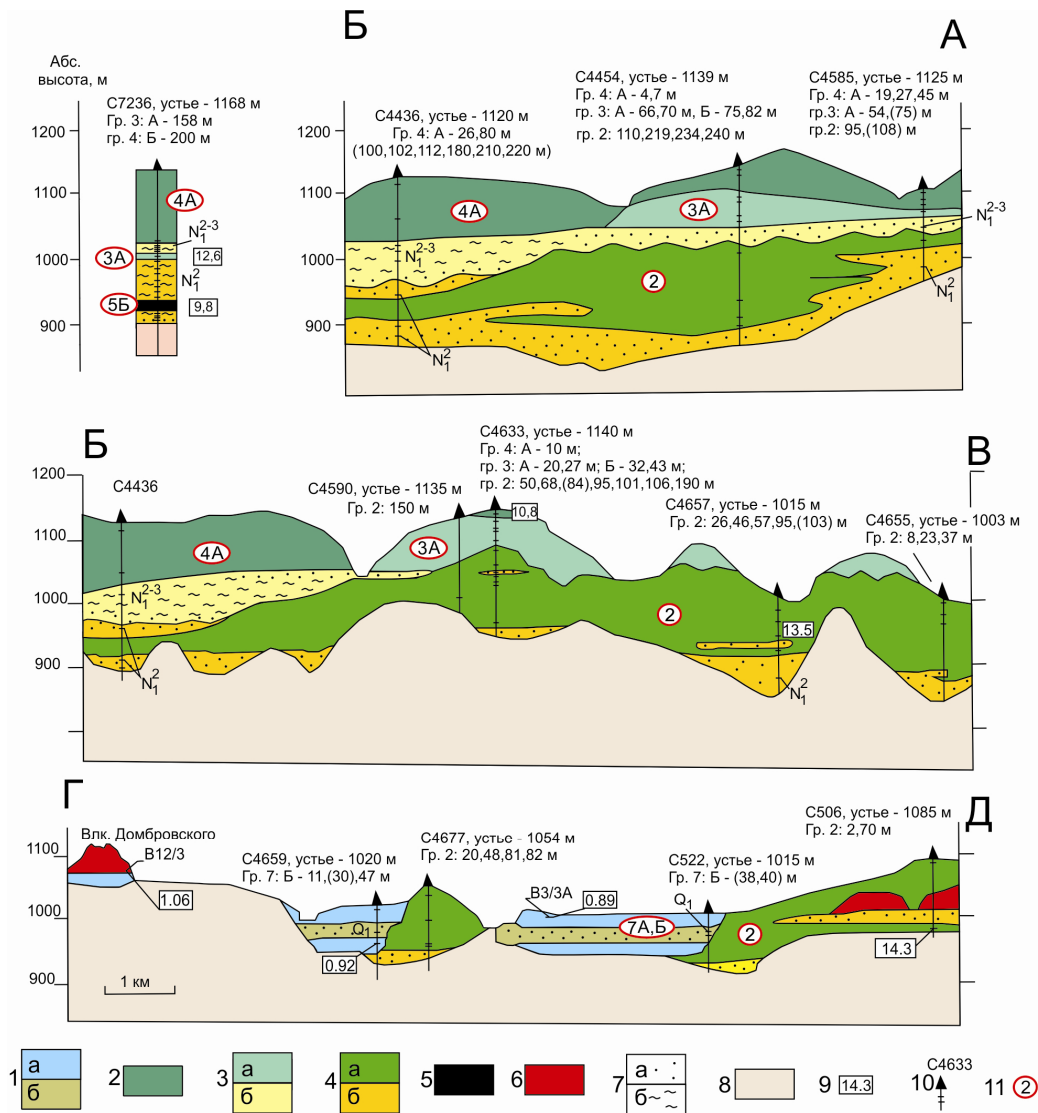


Рис. 7.4. Соотношения разновозрастных вулканических пород и осадочных отложений в Берейнском вулканическом центре ([5] с уточнениями). 1 – берейнская толща (1,1–0,6 млн лет): а – базаниты, фонотефриты, тефрифенолиты, б – перемежающиеся с ними осадочные отложения; 2–4 – джилдинская свита: 2 – самый верхний пакет базальтов (а) и синхронные силлы (б), 3 – пакет базанитов (а) и перемежающиеся с ними осадочные отложения (б) (13–12 млн лет), 4 – пакет базальтов и андезибазальтов (а) и перемежающиеся с ними осадочные отложения (б) (14–13 млн лет); 5 – базанитовый силл; б – шлаки, кластотуфы вулканической постройки; 7 – фации осадочных отложений: а – пески, гравелиты, галечники, б – алевролиты, алевроиты; 8 – породы докайнозойского фундамента; 9 – К–Аг-датировки; 10 – скважина, ее номер, абсолютная отметка устья, глубина отбора образцов вулканических пород и осадочных отложений (в скобках); 11 – порядковый номер вулканического эпизода в табл.

1. Индексы N_1^2 , N_1^{2-3} , Q_1 обозначают определения в осадочных отложениях спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов, соответственно, среднего миоцена, рубежа среднего и верхнего миоцена и нижнего плейстоцена. Местоположение скважины 7236 и линий разрезов АБ, БВ, ГД показано на рис. 7.3

По разрезу озерной толщи, вскрытой скважиной, установлено резкое изменение состава диатомовой флоры. Ниже силла определены формы *Actinocyclus krasskei* и некоторые (в том числе новые) формы, а выше силла – форма *A. gorbunovii* [33]. Последняя форма не встречается в отложениях среднего миоцена и характерна для отложений его верхнего отдела [12]. Подобно западной части Витимского плоскогорья, базанитовые лавы и силлы его восточной части сочетаются с активной эрозией и накоплением осадочных отложений аллювиального и озерного происхождения. Мощность базанитов в лавовой фации достигает 100 м.

Четвертый вулканический эпизод в фациях лав и силлов базальт-трахибазальтового состава охарактеризован интервалом К–Аг-датировок от 11,8 до 9,8 млн лет [5; 33]. Пакет превышает по мощности 100 м и венчает разрез джилиндинской свиты.

Следующий (пятый) эпизод проявлен в базанитовых силлах. Их внедрение завершало вулканическую деятельность среднего-позднего миоцена в восточной части плоскогорья.

В Салбулинском вулканическом центре для базальтового потока измерен К–Аг-возраст $4,0 \pm 0,6$ млн лет (обр. p597). На этом вулканическом центре базальты были расчленены и эрозионные врезы оказались заполненными лавами базанит-фонотефрит-тефрифонолитового состава, подобными лавам заключительной фазы активности Береинского вулканического центра [20]. Сопоставимые в пределах погрешности измерений датировки $3,5 \pm 0,3$ млн лет (обр. 370) и $3,4 \pm 0,3$ млн лет (обр. 371–3) млн лет приведены для пород близкого состава, слагающих потоки близ устья р. Джилинда и в 1 км ниже устья этой реки, впадающей в р. Большой Амалат [13].

Заключительный эпизод извержений Береинского и Салбулинского вулканических центров представлен лавами и пирокластическим материалом базанит-фонотефритового состава. Лавовые извержения сопровождались образованием в Береинском вулканическом центре 4-х конусов: Кандидушка, Домбровского, Якша I и Якша II. Вулканический эпизод 1,1–0,6 млн лет назад определен серией К–Аг- и ^{40}Ar – ^{39}Ar -датировок [5].

7.3. Разновозрастные петрохимические группы и тренды

Семь разновозрастных групп пород (см. табл. 1) отчетливо разделяются между собой на классификационной диаграмме щелочи–кремнезем и диаграмме нормативных минералов в системе CIPW: $Ne-(Hy+Qz) - 100 \times An/(An+Ab)$ (рис. 7.5, 7.6, табл. 7.2, 7.3). Сопоставление трендов разновозрастных вулканических и субвулканических пород территорий свидетельствует о сходстве состава базанитовых извержений с повышенным нормативным анортитом 13–12 млн лет назад с последующим переходом к извержениям ряда базальт–андезибазальт 11,8–9,5 млн лет назад.

Таблица 7.2

Представительные составы разновозрастных групп и подгрупп вулканических
и субвулканических пород восточной части Витимского плоскогорья

Образец	C215	93VBS 4	4633/101	4633/27	4633/10	7236/200	p597	p600/1	p596/1
Группа, подгруппа	1	1	2	3А	4А	5А	6	7А	7Б
Порода	PB	Mg-BSN	B	BSN	B	BSN	B	TPH	BSN
Возраст, млн лет	16–14	16–14	14–13	13–12	10,8	10–9	4,00	1,1–0,6	1,1–0,6
SiO ₂ , мас. %	41,81	43,76	47,80	44,67	48,27	43,38	49,26	45,15	46,06
TiO ₂	2,11	2,58	2,55	3,23	2,1955	2,67	2,12	2,54	2,47
Al ₂ O ₃	9,45	10,53	13,00	13,60	14,67	13,4	14,54	13,69	13,98
Fe ₂ O ₃	12,06	13,85	3,89	4,42	3,64	2,69	11,49	13,15	12,6
FeO	He опр.	He опр.	8,2	9,04	9,23	10,8	He опр.	He опр.	He опр.
MnO	0,17	0,20	0,17	0,17	0,1675	0,17	0,19	0,21	0,2
MgO	15,53	14,57	9,36	9,11	8,145	8,89	8,46	8,21	8,5
CaO	9,62	9,85	8,40	9,13	8,755	9,37	8,35	8,5	7,96
Na ₂ O	0,77	2,55	2,83	3,48	3,125	4,35	3,47	4,55	4,15
K ₂ O	1,46	1,61	1,47	1,93	1,115	1,37	1,56	2,75	2,7
P ₂ O ₅	0,67	0,90	0,48	0,66	0,347	0,68	0,43	0,89	0,74
ППП	6	3,67	2,55	0,00	0,455	2,37	0,00	0	0
Сумма	105,65	104,07	100,68	99,43	100,115	100,14	99,87	99,64	99,36
Sc, мкг/г	14,8	14,7	21,3	21,2	23,1	20,4	He опр.	14,5	9,4
Cu	He опр.	45	58	53	75	65	He опр.	43	27
Zn	He опр.	107	72	82	98	116	He опр.	140	84
Rb	14	29,2	28,6	32,9	17,4	27,2	He опр.	35,7	25,1
Sr	1703	1367	1477	839	504	781	He опр.	1005	560
Y	13	26	25	25	22	26	He опр.	24	14
Zr	210	205	205	256	137	218	He опр.	244	155
Nb	78,9	78,8	39,6	55,8	24,7	43,7	He опр.	67,7	41,6
Cs	He опр.	0,28	0,19	0,29	0,11	0,43	He опр.	He опр.	He опр.
Ba	840	4389	420	532	290	510	He опр.	603	391
La	46,0	57,3	26,6	35,2	17,0	34,7	He опр.	41,4	22,2
Ce	85,3	109	54,2	72,2	35,8	73,2	He опр.	81,1	43,7
Pr	He опр.	13,84	7,23	9,5	4,9	9,0	He опр.	9,8	5,3
Nd	43,4	56,9	31,6	41,0	22,3	37,8	He опр.	39,4	21,7
Sm	10,4	11,0	7,0	8,7	5,3	8,4	He опр.	8,2	4,6
Eu	3,2	3,5	2,3	2,8	1,8	2,7	He опр.	2,7	1,6
Gd	9,4	10,1	6,9	7,9	5,5	7,8	He опр.	7,6	4,4
Tb	1,20	1,26	1,00	1,09	0,84	1,02	He опр.	1,01	0,59
Dy	He опр.	5,9	5,1	5,5	4,4	5,4	He опр.	4,9	2,9
Ho	He опр.	0,93	0,91	0,90	0,81	0,99	He опр.	0,83	0,49
Er	He опр.	1,92	2,10	1,99	1,91	2,29	He опр.	1,87	1,12
Tm	He опр.	0,24	0,30	0,27	0,29	0,36	He опр.	0,23	0,14
Yb	1,02	1,26	1,65	1,40	1,61	1,64	He опр.	1,22	0,75
Lu	0,12	0,17	0,24	0,20	0,25	0,22	He опр.	0,16	0,10

Образец	C215	93VBS 4	4633/101	4633/27	4633/10	7236/200	p597	p600/1	p596/1
Группа, подгруппа	1	1	2	3A	4A	5A	6	7A	7B
Порода	PB	Mg-BSN	B	BSN	B	BSN	B	TPH	BSN
Возраст, млн лет	16–14	16–14	14–13	13–12	10,8	10–9	4,00	1,1–0,6	1,1–0,6
Hf	5,7	5,7	5,1	5,9	3,7	5,3	He опр.	5,3	3,3
Ta	3,3	4,2	2,3	3,3	1,5	2,9	He опр.	3,9	2,4
Pb	He опр.	4,9	3,4	3,7	2,2	2,9	He опр.	He опр.	He опр.
Th	5,4	6,4	3,1	3,8	1,9	3,9	He опр.	4,2	2,3
U	He опр.	1,3	0,8	0,9	0,5	1,1	He опр.	1,2	0,7
Cr	867	922	349	211	211	238	He опр.	174	124
Co	He опр.	60	45	55	52	55	He опр.	49	32
Ni	He опр.	567	197	170	160	207	He опр.	166	119
V	He опр.	154	170	198	155	207	He опр.	He опр.	He опр.
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	0,512730	0,512892	0,512867	He опр.	He опр.	He опр.	0,512779	0,512793	0,512759
±2σ	He прив.	0,000008	0,000013	He опр.	He опр.	He опр.	0,000006	0,000006	0,000005
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704406	0,704183	0,704036	He опр.	He опр.	He опр.	0,70441	0,70418	0,70425
±2σ	He прив.	0,000014	0,000013	He опр.	He опр.	He опр.	0,00001	0,000010	0,000010
Источник данных	[1]	[2]	[3]	[3]	[3]	[4]	[5]	[5]	[5]

Примечание: Группы и подгруппы соответствуют табл. 7.1. Названия пород: PB – пикробазальт; BSN – базанит; B – базальт; TPH – тефрифенолит. Приведены анализы из базы данных по кайнозойским вулканическим породам Азии [21], в том числе: [1] – [34]; [2] – [36]; [3] – среднее двух определений в разных лабораториях; [4] – новые определения авторов; [5] – [28]. He опр. – не определялось. He прив. – в источнике данных не приводилось.

Таблица 7.3

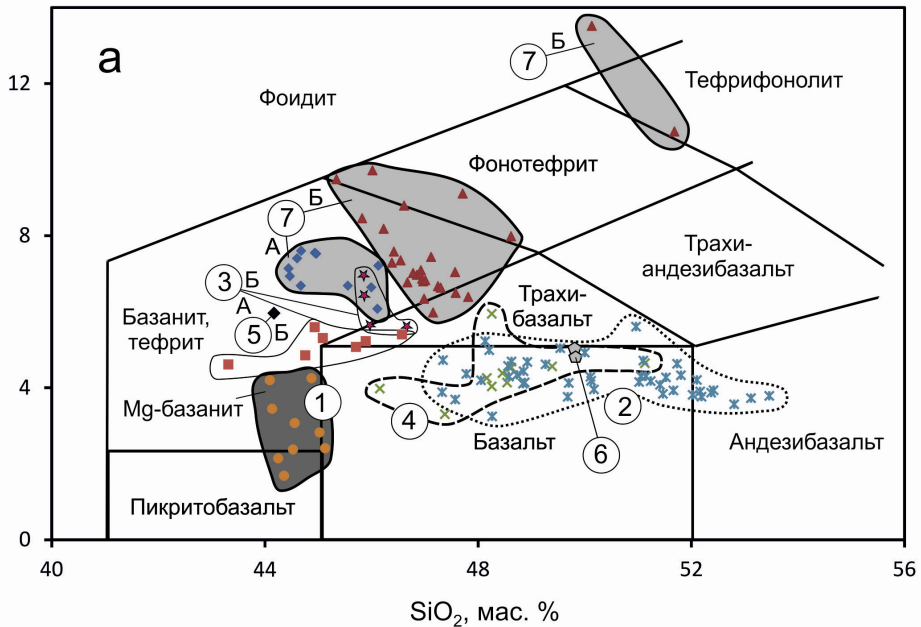
Представительные составы разновозрастных групп и подгрупп вулканических и субвулканических пород западной части Витимского плоскогорья

Образец	c82/17/284	c82/9/95	c82/7/76	c82/12/159	4762/24	c417/1/13
Группа, подгруппа	2	3A	4A	4B	5A	5B
Порода	AOB	BSN	B	B	B	PHT
Возраст, млн лет	13,7	12,0	10,0	9,5	9,30	9,30
SiO ₂ , мас. %	46,23	44,91	48,16	47,86	48,60	49,34
TiO ₂	2,19	2,98	2,14	2,11	2,13	2,04
Al ₂ O ₃	14,03	13,87	14,28	14,17	14,21	15,49
Fe ₂ O ₃	2,17	3,23	2,59	1,42	12,05	4,72
FeO	9,54	9,16	8,84	10,15	He опр.	5,88
MnO	0,19	0,20	0,19	0,18	0,15	0,18
MgO	8,99	9,95	8,90	9,04	8,20	4,49
CaO	10,17	9,11	8,86	8,84	9,36	5,84
Na ₂ O	2,79	3,47	2,94	2,93	3,57	5,85
K ₂ O	1,34	1,95	1,36	1,29	1,34	3,56
P ₂ O ₅	0,35	0,60	0,41	0,41	0,47	0,99
ППП	1,54	0,38	0,56	1,12	0,87	1,17

Образец	c82/17/284	c82/9/95	c82/7/76	c82/12/159	4762/24	c417/1/13
Группа, подгруппа	2	3А	4А	4Б	5А	5Б
Порода	АОВ	BSN	В	В	В	РНТ
Возраст, млн лет	13,7	12,0	10,0	9,5	9,30	9,30
Сумма	99,50	99,79	99,69	100,07	100,95	99,52
Sc, мкг/г	23,2	19,3	21,2	22,2	19	5,5
Cu	72	62	63	65	67	23
Zn	104	109	102	110	76	179
Rb	20,3	26,7	19,6	16,8	19	54,8
Sr	482	681	732	534	603	1577
Y	23	23	24	24	24	24
Zr	146	230	156	158	167	486
Nb	26,3	55,0	30,7	30,3	32,0	98,3
Cs	0,19	He опр.	He опр.	He опр.	0,18	He опр.
Ba	320	436	299	335	373	774
La	17,8	34,5	20,0	20,4	24,2	81,1
Ce	37,0	68,0	40,8	42,2	48,1	153
Pr	4,50	8,3	5,0	5,2	6,2	17,3
Nd	20,56	33,3	22,3	22,4	26,9	63,3
Sm	4,6	7,0	5,3	5,5	5,8	12,0
Eu	1,5	2,3	1,8	1,8	2,0	3,7
Gd	4,8	6,6	5,4	5,3	5,8	11,2
Tb	0,73	0,90	0,81	0,77	0,86	1,30
Dy	4,0	4,6	4,3	4,3	4,5	5,6
Ho	0,76	0,80	0,79	0,77	0,83	0,85
Er	1,93	1,93	1,98	1,96	1,99	1,69
Tm	0,28	0,25	0,27	0,27	0,30	0,19
Yb	1,60	1,38	1,66	1,58	1,67	0,92
Lu	0,24	0,19	0,22	0,22	0,25	0,11
Hf	3,5	5,1	3,9	3,6	3,9	9,9
Ta	1,7	3,4	1,9	1,8	1,9	6,0
Pb	13,0	He опр.	2,6	2,5	3,4	He опр.
Th	2,1	3,9	2,4	2,2	2,6	10,4
U	0,6	1,1	0,7	0,6	0,7	2,8
Cr	283	233	276	254	249	52
Co	49	53	49	50	48	29
Ni	194	210	203	178	160	65
V	232		189	165	154	86
Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	0,512802	0,512884	0,512851	0,512828	He опр.	0,512866
±2σ	0,000006	0,000006	0,000008	0,000009	He опр.	0,000006
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,704880	0,703920	0,704940	0,704230	He опр.	0,703900
±2σ	0,000010	0,000010	0,000010	0,000010	He опр.	0,000010
Источник данных	[1]	[1]	[1]	[1]	[2]	[1]

Примечание: Группы и подгруппы соответствуют табл. 7.1. Названия пород: АОВ – щелочной оливиновый базальт; BSN – базанит; В – базальт; РНТ – фонотефрит. Приведены результаты анализов из базы данных по кайнозойским вулканическим породам Азии [21], в том числе: [1] – среднее двух определений в разных лабораториях; [2] – [36]. Не опр. – не определялось.

Na₂O+K₂O, мас. %



Na₂O+K₂O, мас. %

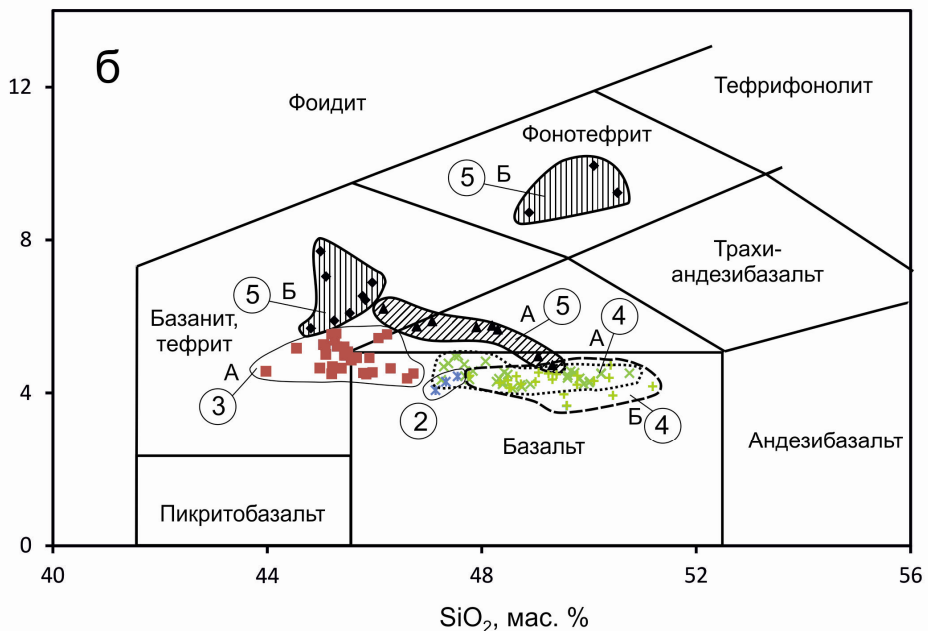


Рис. 7.5. Классификационная диаграмма щелочи – кремнезем для пород восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья [31]. Цифрами в кружках обозначены фигуративные поля разновозрастных групп (трендов) пород, показанных разными значками в соответствии с табл. 1. На диаграмме а заштрихованы фигуративные поля вулканических пород восточной части плоскогорья, более ранних и поздних, по отношению к вулканическим породам его западной части. На диаграмме б заштрихованы группы пород финальных извержений в западной части плоскогорья, возрастные аналоги которых в восточной части плоскогорья отсутствуют. Содержания петрогенных оксидов приведены к 100 % за вычетом потерь при прокаливании

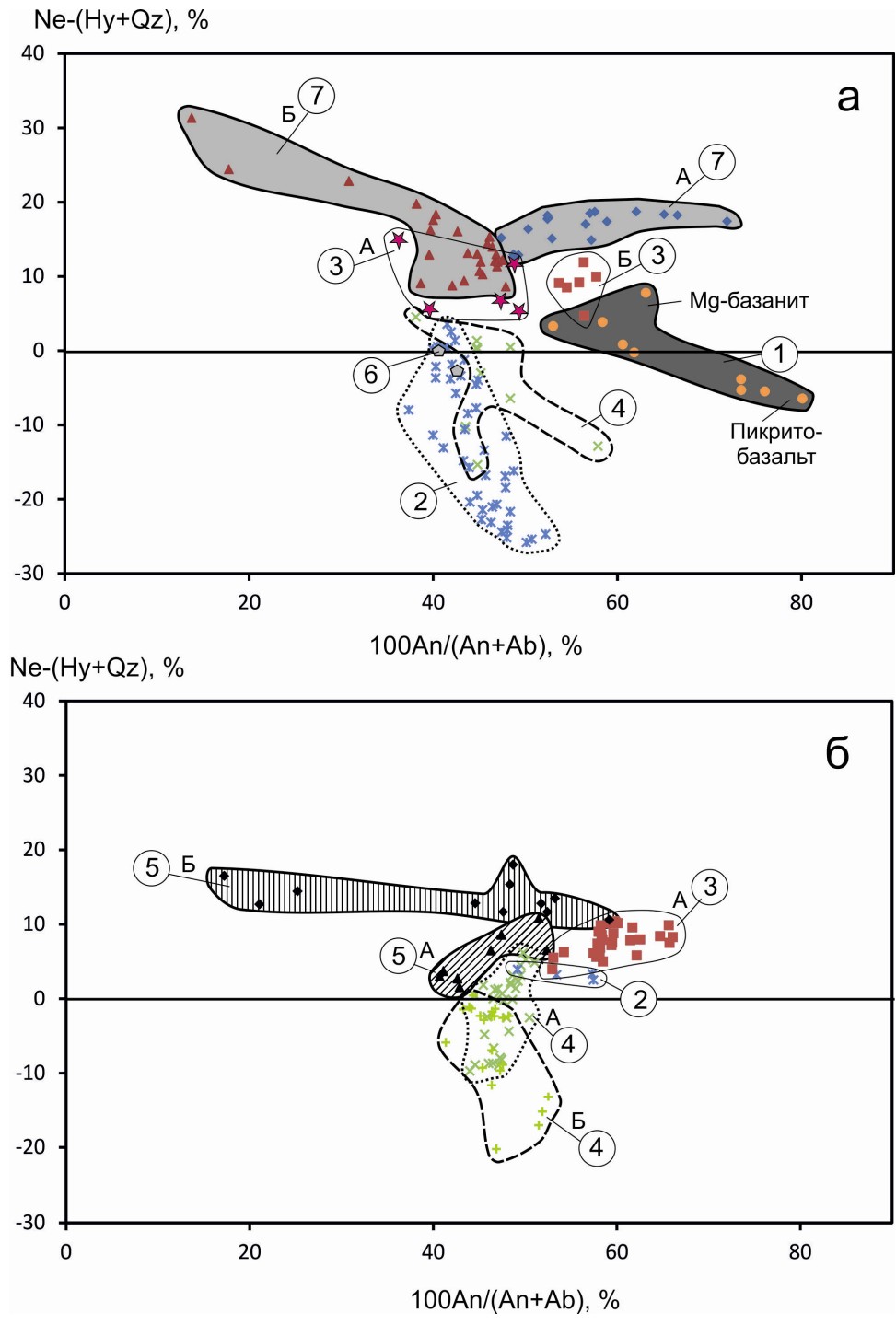


Рис. 7.6. Соотношения нормативных $Ne-(Hy+Qz)$ и $100 \times An/(An+Ab)$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5

В восточной части поля породы пятого эпизода (~10–9 млн лет назад) представлены базанитами в фации силлов (подгруппа 5Б), а в западной части поля – подгруппами трахибазальтов–базанитов (5А) и базанитов–фонотефритов (5Б). В западной части поля не обнаружено аналогов групп пикритобазальтов–Mg–базанитов первого эпизода (группа 1, возраст 16–14 млн лет), базанитов с пониженным An третьего эпизода (подгруппа 3Б, возраст 13–12 млн лет), базальтов шестого эпизода (группа 6, возраст 4–3 млн лет), а также базанитов, базанитов–фонотефритов–теффринолитов (подгруппы 7А, 7Б, возраст 1,1–0,6 млн лет).

В восточной части поля последовательно возрастала щелочность пород от пикритобазальтов–Mg–базанитов (группа 1) через базаниты–трахибазальты (подгруппы 3А и 3Б) к базанитам (подгруппа 7А) и базанитам–фотефритам–теффринолитам (подгруппа 7Б). Вулканические фазы этого ряда пород чередовались во времени с вулканическими фазами нормально щелочных пород: базальтами–андезибазальтами (группа 2), базальтами–трахибазальтами (группа 4) и вновь базальтами–трахибазальтами (группа 6). В западной части поля основное значение имели вариации содержаний SiO_2 при относительно низкой сумме щелочей (4,0–5,3 мас. %). Щелочные оливиновые базальты (группа 2) сменялись базанитами с повышенным анортитом (подгруппа 3А), а затем – базальтами в вулканической и субвулканической фациях (подгруппы 4 А, Б). Только после базальтовой фазы, наконец, проявилась тенденция возрастания щелочности с образованием непрерывного ряда фигуративных точек базальта–базанита (подгруппа 5А) и контрастной ассоциации базанита и фонотефрита (подгруппа 5Б).

Обратимся к диаграмме нормативных минералов пород восточной части плоскогорья (рис. 7.6, а). Группа пикритобазальтов–Mg–базанитов (эпизод 16–14 млн лет назад) обозначает начальный тренд снижения нормативного анортита от 80 до 53 % и повышения значений $Ne-(Hy+Qz)$ от –6,4 до +7,8. Несмотря на высокую магнезиальность, наиболее недосыщенные кремнеземом породы этого ряда не могут относиться к меланефелинитам, поскольку породы этого типа должны содержать более 95 % нормативного анортита [31]. Они приближаются по составу к наименее недосыщенным породам ряда оливиновых мелалейцититов – Mg–базанитов Удоканского вулканического поля, излившихся около 14 млн лет назад [24]. Базальты и андезибазальты (эпизод 14–13 млн лет назад) образуют тренд 2, протягивающийся из области насыщения кремнеземом (нормативный $Hy+Qz$ до 28 %) в область составов, недосыщенных кремнеземом (нормативный Ne до 4 %). Тренды 1 и 2 резко отделены друг от друга. На продолжении пикритобазальт–Mg–базанитового тренда находится фигуративное поле базанитов (эпизод 13–12 млн лет назад). Часть пород этой группы характеризуется повышенными значениями нормативного анортита (55–62), другая часть –

пониженными (38–50). На рис. 7.6, *a* эти подгруппы базанитов обозначены, соответственно, как подгруппы 3А и 3Б.

После эпизода базанитовых извержений снова возросла роль насыщенных кремнеземом составов (эпизод 10,8–9,5 млн лет назад). Магмы этого же типа продолжали поступать и позже (эпизод 4–3 млн лет назад). Резко недосыщенные кремнеземом магмы появились только в плейстоцене (эпизод 1,1–0,6 млн лет назад). В это время выделились две ветви пород: ветвь базанитов была направлена от области с промежуточными значениями нормативного анортита (~45–50) и сравнительно низкими значениями нормативного нефелина (8–17 %) в сторону возрастания первого показателя до 70 % и второго – до 20 (тренд 7А), а ветвь базанитов–фонотефритов–теффрифонолитов – в сторону снижения первого показателя до 15 % с возрастанием второго до 31 % (тренд 7Б). Тренды 7А и 7Б в целом были подобны прежде трендам 3А и 3Б менее недосыщенных кремнеземом пород.

Сходство состава базанитовых извержений с повышенным нормативным анортитом 13–12 млн лет назад и следующих за ними 11,8–9,5 млн лет назад базальт-андезибазальтовых извержений подтверждается сравнением распределения фигуративных полей пород восточной и западной частей плоскогорья на рис. 7.6, *a* и 7.6, *б*. В западной части поля извержениям базанитов (подгруппа 3А) предшествовали извержения щелочных оливиновых базальтов (группа 2). На рис. 7.6, *б* группа щелочных оливиновых базальтов (нормативный $Ne = 0–5$ %, нормативный $100 \times An / (An + Ab) = 50–60$ %) занимает центральное положение между другими фигуративными полями. Группа базанитов и базальтов (подгруппа 3А) смещена от нее с возрастанием нормативного анортита до 68 % и нормативного нефелина до 10 %. Фигуративное поле лав группы 4 (подгруппа А) частично перекрывается с полем щелочных оливиновых базальтов и обозначает тренд снижения нормативного анортита (от 52 до 43 %) с переходом из недосыщенной области в область насыщенную кремнеземом (от $Ne = 6$ % до $Hu = 10$). Фигуративное поле силлов (подгруппа 4Б) находится почти исключительно в области насыщенной кремнеземом, частично перекрываясь с фигуративным полем лав (подгруппа 4А).

В лавах заключительной фазы вулканизма западной части поля ~9,2 млн лет назад выделяются два тренда в области недосыщенной кремнеземом. В подгруппе 5А лавы трахибазальтов содержат первые проценты нормативного нефелина, а базаниты – до 19 %. Тренд базанитов и фонотефритов (5Б) отличается одинаковой недосыщенностью кремнеземом ($Ne = 3–16$ %) при содержаниях нормативного анортита от 60 до 18 %. Этот тренд отличается от трендов 6А и 6Б финальной плейстоценовой фазы базанитов, фонотефритов и теффрифонолитов восточной части плоскогорья.

Различия петрохимических характеристик разновозрастных вулканических и субвулканических пород восточной и западной частей плоскогорья подтверждаются и другими вариационными диаграммами.

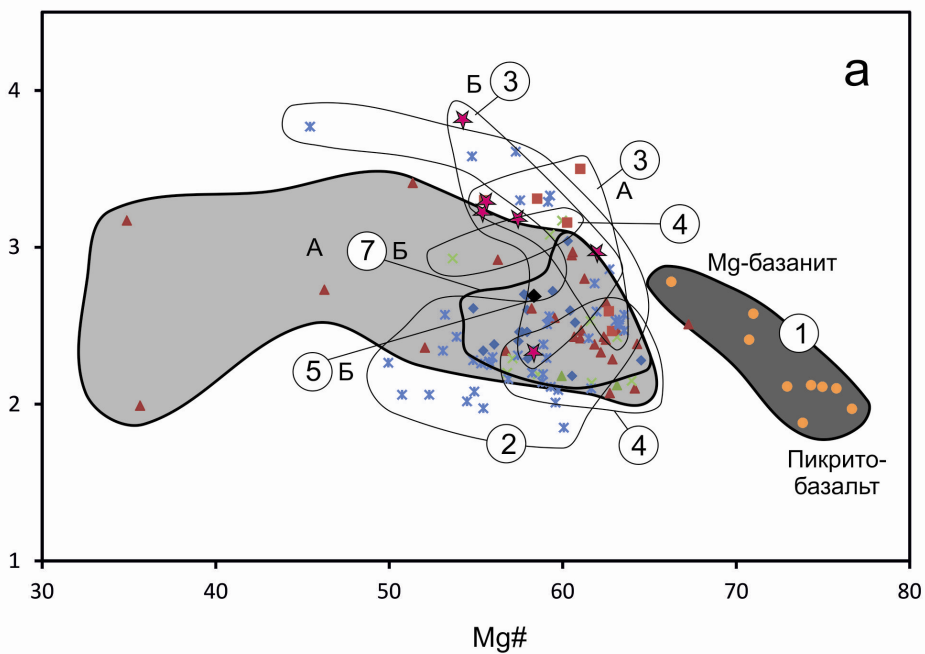
На диаграмме TiO_2 – магнезиальное число $Mg\#$ можно видеть распространение высокомагнезиальной группы пикритобазальтов–базанитов ($Mg\# = 66–77$) в восточной части плоскогорья и отсутствие таких составов в западной части. В то же время значения $Mg\#$ пород других групп восточной части территории не превышают 65. Наиболее магнезиальные породы группы 1 содержат около 2 % TiO_2 . С понижением $Mg\#$ содержания TiO_2 возрастают в этой группе до 2,8 мас. %. Менее магнезиальным породам свойственны широкие вариации оксида титана (2–4 мас. %) (рис. 7.7, а). В западной части территории выявляются сравнительно низкие содержания оксида титана в базальтах группы 4 ($TiO_2 = 1,7–2,2$ мас. %) и повышенные – в базанитах группы 3 ($TiO_2 = 2,3–3,0$ мас. %). В базанитах–фонотефритах группы 5 $Mg\#$ снижается от 64 до 46 при снижении TiO_2 от 3 до 2 мас. % (рис. 7.7, б).

На рис. 7.8, а породы восточной части образуют три сходящихся между собой протяженных непрерывных тренда: 1) тренд широких вариаций K_2O/Na_2O (от 0,6 до 1,9) при умеренном содержании калия ($K = 1,0–1,6$ мас. %) в группе пикритобазальтов – Mg-базанитов (эпизод 1), 2) тренд относительного снижения калия (от 1,5 до 0,2 мас. %) при снижении K_2O/Na_2O (от 0,7 до 0,1) в группе базальтов и андезибазальтов (эпизод 2) и 3) тренд относительного возрастания калия (от 1,7 до 4,3 мас. %) при слабом повышении K_2O/Na_2O (от 0,5–0,6 до 0,6–0,8) в группе базанитов, фонотефритов, тефрифонолитов (подгруппа Б эпизода 7).

В относительных вариациях калия и натрия восточной части плоскогорья мы видим развитие трех разных тенденций относительно общего состава с умеренным содержанием калия при умеренном значении K_2O/Na_2O : в породах первого эпизода вулканизма существенно снижалась роль Na с переходом от калинатровой серии к калиевой, в породах второго – снижалась роль и Na, и K с переходом от калинатровой серии к натровой, а в породах заключительного (седьмого) эпизода – возрастала роль K в рамках калинатровой серии. Породы промежуточных вулканических эпизодов (3, 4 и 6) отличались более ограниченными вариациями калия и натрия и распределялись преимущественно вдоль тренда, обозначавшего переход от калинатровой серии к натровой (т. е. группы базальтов и андезибазальтов эпизода 2).

Для сопоставления на диаграмме рис. 7.8, а нанесено фигуративное поле пород калиевой серии западной части Угей-Нурского вулканического поля (Центральная Монголия), одновозрастных группе пикритобазальтов–Mg-базанитов Витимского вулканического поля. Если в витимской группе пикритобазальтов и Mg-базанитов калий играл роль фонового компонента, а вариации K–Na-отношений были обусловлены эффектом высокобарной Na-фазы в источнике (например, омфацита), в монгольских породах калиевой серии одновременно возрастала роль и калия, и натрия.

TiO₂, мас. %



TiO₂, мас. %

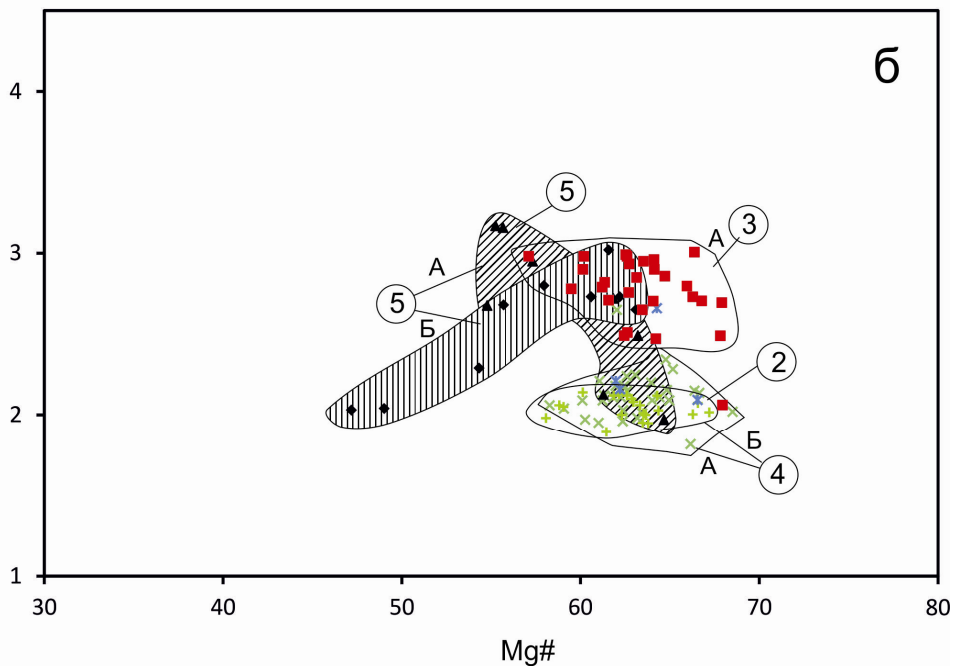


Рис. 7.7. Соотношения TiO₂ и магнезиального числа Mg# в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (ат. кол.) при $Fe^{3+} = 0,15Fe$

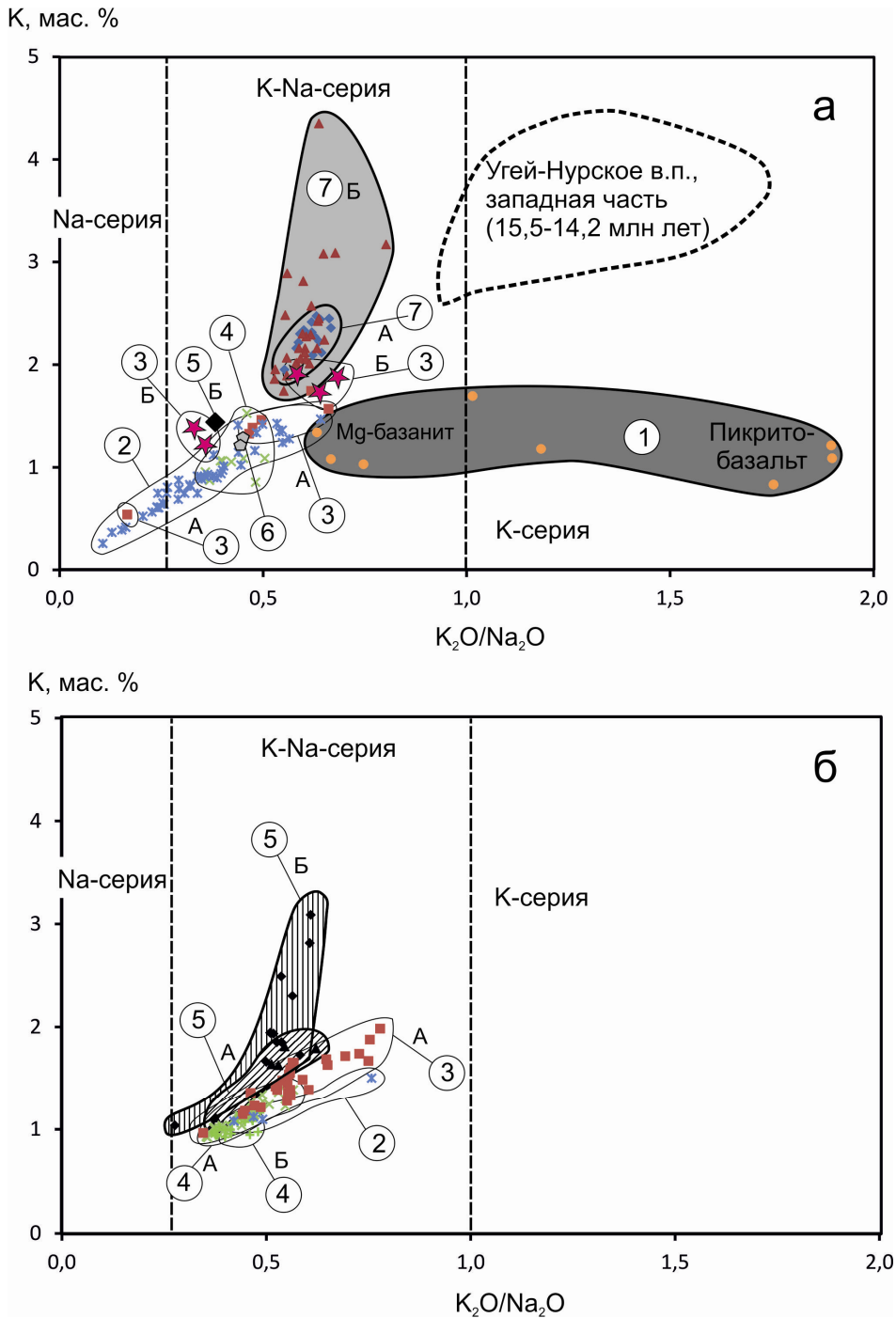
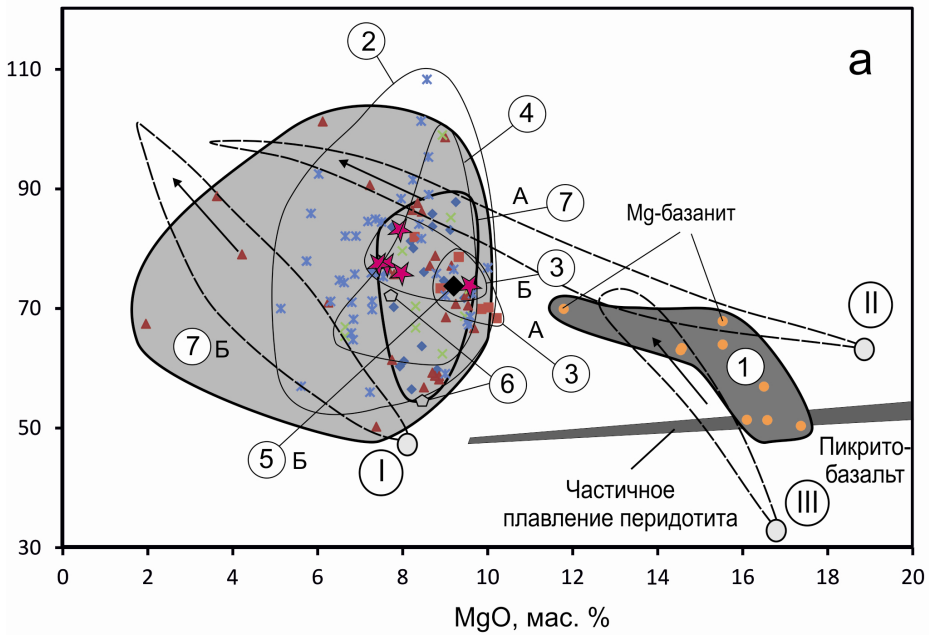


Рис. 7.8. Вариации калия относительно калинатровых отношений в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. Фигуративное поле пород западной части Угей-Нурского вулканического поля Центральной Монголии показано по данным из работы [23]

FeO/MnO



FeO/MnO

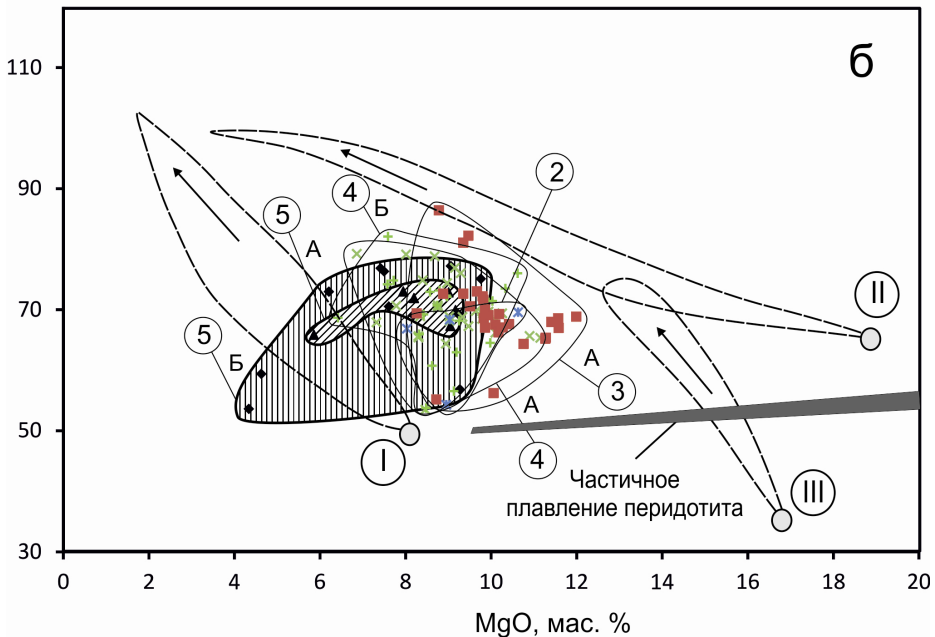


Рис. 7.9. Соотношения FeO/MnO – MgO в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. I–III – исходные составы перидотитов и пироксенитов (кружки) и направления эволюции их выплавков (стрелки) при снижении степени частичного плавления, по экспериментальным данным различных авторов [6]: I – низкомагнезиальный пироксенит, II – высокомагнезиальный пироксенит, III – магнезиальный пироксенит с пониженным Fe/Mn

На рис. 7.8, б породы западной части плоскогорья не обнаруживают лучевого схождения, подобного схождению пород восточной части территории. Базаниты (эпизод 3) дают протяженный тренд согласованных вариаций калия и натрия. В этой группе пород K_2O/Na_2O возрастают от 0,3 до 0,8 с относительным повышением содержания калия от 1,0 до 2,0 мас. %. Базальты предшествующего и последующего эпизодов (2 и 4) группируются в нижней части тренда, а заключительного (эпизод 5) – обособляются в самостоятельный тренд резкого возрастания содержания калия (до 3,2 мас. %) при незначительном повышении K_2O/Na_2O (до 0,6). Тренд пород заключительного вулканического эпизода западной части плоскогорья (эпизода 5) подобен тренду пород заключительного эпизода восточной части плоскогорья (эпизода 7).

На диаграмме $FeO/MnO - MgO$ (рис. 7.9, а) фигуративные точки начальных пикритобазальтов восточной части плоскогорья соответствуют частичным выплавкам из мантийных перидотитов, а Mg-базанитов – выплавкам из высокомагнезиальных пироксенитов. Более поздние лавы были производными из источников неперидотитового типа. Концентрация точек базанитов групп 3 (подгруппы А и Б) на продолжении тренда Mg-базанитов может отражать образование выплавки за счет малой степени плавления высокомагнезиальных пироксенитов. Более рассеянные точки групп 2, 4 и 7 свидетельствуют о сложном составе субстрата, вовлекавшегося в плавление. Базаниты группы 3 (подгруппа А) находятся преимущественно в той же части диаграммы Б, а другие группы пород имеют рассеянный характер.

Диаграммы петрогенных оксидов на рис. 7.5–7.9, во-первых, свидетельствуют о резких отличиях состава пород начальных и финальных фаз вулканизма обеих рассматриваемых территорий Витимского плоскогорья от пород промежуточных фаз, во вторых, – подчеркивают петрохимическую уникальность группы пикритобазальтов и Mg-базанитов, проявившихся только в восточной части плоскогорья. Выделенные разновозрастные тренды составляют основу для изучения характера активности глубинных источников под западным и восточным районами плоскогорья. Для идентификации компонентов глубинных магматических расплавов обратимся сначала к изотопам, а затем – к микроэлементам.

7.4. Изотопная гетерогенность источников

На диаграммах изотопных отношений Nd и Sr фигуративные точки пород из восточной и западной частей плоскогорья имеют разное распределение (рис. 7.10, а, б).

Точки пород западной части рассредоточены на диаграмме Б параллельно оси абсцисс. Этот тренд характерен для пород, измененных процессами выветривания, которые не оказывают влияния на изотоп-

ный состав Nd, но могут привести к существенному возрастанию $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [6]. Для подтверждения влияния эффекта вторичных изменений на искажение изотопного состава стронция часть проб подвергалась предварительной кислотной обработке. Пробы помещались на 24 часа в 0,25-мольный раствор соляной кислоты с дальнейшим ее удалением многократной промывкой ультрачистой водой из системы Elix-3 Millipore (Франция). В результате кислотного воздействия установлено резкое снижение высоких измеренных значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В образце 17/82 отношение уменьшилось от $0,704880 \pm 0,000010$ до $0,704379 \pm 0,000008$, а в образце 6/82 – от $0,704940 \pm 0,000010$ до $0,704283 \pm 0,000011$. Для контроля подобным образом измерялся также образец 12/82, с относительно низким $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,704230 \pm 0,000010$). После кислотной обработки этого образца получено контрольное значение изотопного отношения $0,704248 \pm 0,000010$, сопоставимое в пределах погрешности с прежним результатом.

Точки базальтов и андезибазальтов (группа 2) из восточной части территории находятся на диаграмме *a* в сильно обедненной области диаграммы. Финальные базаниты, фонотефриты и тефрифонолиты (группа 7) смещены в менее обедненную область. Четвертичные породы группы 7, очевидно, не изменены, поэтому изотопные стронциевые отношения в них не могут рассматриваться как искаженные. Соответственно, относительное смещение базальтов и андезибазальтов группы 2 с согласованным повышением изотопных отношений Nd и снижением изотопных отношений Sr, по-видимому, также является характеристикой неизменных пород. Учитывая слабое смещение образца 4633/101 правее тренда, этот образец измерялся с применением кислотной обработки, в результате которой $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ снизилось от $0,704036 \pm 0,000013$ до $0,703956 \pm 0,000011$. Тем не менее, точка не достигла тренда. Возможно, для достижения истинного значения на тренде требуется более жесткая кислотная обработка этого образца. Образец пикритобазальта расположен в слабо обедненной части тренда и в целом соответствует ему. Образец Mg-базанита обнаруживает сильное изотопное обеднение и смещен правее тренда, вероятно, из-за эффекта вторичных изменений. Измерение образца Mg-базанита B1/3 с применением кислотной обработки дало сравнительно низкое $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0,703956 \pm 0,000008$). Измерение по образцу из средней части ряда пикритобазальт – Mg-базанит (MgO = 16,1 мас. %; Mg# = 75,8; K₂O/Na₂O = 1,2) без его кислотной обработки показало искаженное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704508 \pm 0,000010$, превышающее все известные значения этого отношения в вулканических породах восточной части Витимского плоскогорья (изотопное отношение Nd в этом образце не определялось, поэтому на рис. 7.10, *a* точка этого образца не нанесена).

Из-за искажений, связанных с вторичными изменениями пород, изотопный состав Sr не может использоваться для идентификации ком-

понентов источников вулканических пород исследуемой территории. Для характеристики компонентов привлекается только изотопный состав Nd. Все опробованные вулканические и субвулканические породы имеют $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ выше значения 0,512638, принятого для состава недифференцированной мантии, и являются изотопно-обедненными.

Исходя из отчетливого группирования разновозрастных пород по степени насыщенности–недосыщенности пород кремнеземом, выраженной в содержаниях нормативных минералов *Ne* или (*Hу+Qz*) (см. рис. 7.6), этот же показатель целесообразно применить для анализа характера вариаций изотопного состава Nd (рис. 7.11).

В западной части плоскогорья начальные лавы (обр. С82/17, группа 2) характеризуют общий изотопный состав неодима ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512802$) при содержании нормативного *Ne* = 3,4 %. По отношению к нему, базаниты (группа 3, подгруппа А) показывают последовательное слабое возрастание *Ne* (до 10,4) с повышением $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0,512884. Тренд базальтовых силлов (группа 4, подгруппа А) обнаруживает относительное снижение *Ne* от общего компонента с переходом к составам, содержащим до 15,2 % нормативного *Hу + Qz* при возрастании $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0,512845. Для лав группы 4 (подгруппа Б) сделано 2 измерения изотопов Nd. Одно соответствует тренду базанитов, другое – тренду базальтовых силлов. Финальные лавы западной части плоскогорья (группа 5, подгруппа Б) дали самостоятельный тренд относительного возрастания *Ne* от общего компонента до 18,2 при возрастании $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ до 0,512859.

Начальный общий состав расплавов западной части имел наименее обедненную изотопную характеристику неодима, которая может рассматриваться в качестве метки компонента однородной конвектирующей мантии (астеносферы), непосредственно подстилавшей литосферу западной части плоскогорья в начале вулканизма. В менявшихся с течением времени условиях плавления к астеносферному материалу примешивались компоненты литосферной мантии с более обедненным изотопным составом неодима (т. е. с более высокими значениями $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$).

В восточной части плоскогорья два образца начальных составов группы пикритобазальтов и Mg-базанитов (группа 1) показали контрастные значения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: в пикритобазальте – 0,512730 при содержании нормативного *Hу* = 5,3 %, в Mg-базаните – 0,512892 при содержании нормативного *Ne* 7,8 %. Отличие объясняется разным составом плавившегося субстрата: перидотитового – для пикритобазальтов и высокомагнезиального пироксенитового – для Mg-базанита (см. рис. 7.9). В насыщенных кремнеземом базальт-андезибазальтовых лавах возрастом 14–13 млн лет (группа 2) отношения изотопов неодима существенно варьируют (от 0,512788 до 0,512930) и в целом сопоставляются со значением Mg-базанита. Недосыщенные кремнеземом финальные лавы

восточной части плоскогорья (группа 7) образуют компактные подгруппы А и Б. Наиболее низкое $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ подгруппы Б сопоставимо со значением пикритобазальта. В подгруппе А $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ возрастает.

В начале вулканизма восточной части плоскогорья расплавы были производными двух контрастных мантийных источников со слабой и сильной степенью обеднения (соответственно, из перидотитового и Mg-пироксенитового). Следующая порция базальт-андезибазальтовых лав поступила 14–13 млн лет назад преимущественно за счет плавления сильно обедненного материала. Данные об изотопном составе неодима пород эпизодов 3–4 пока не получены. Базальты эпизода 6, излившиеся 4–3 млн лет назад, были производными из умеренно обедненного источника, а финального эпизода 1,1–0,6 млн лет назад – из слабо изотопно-обедненного.

Мы приходим к выводу о том, что в выплавках восточной части плоскогорья с самого начала вулканизма проявился материал из контрастных источников. Один из них (перидотитовый) был слабо изотопно-обедненным, другой (пироксенитовый) – сильно изотопно-обедненным. Базальты и андезибазальты группы 2 с сильным обеднением Nd представляли собой литосферные выплавки, подобные литосферным выплавкам базальтов его западной части. Существенное отличие магматизма под восточной частью территории заключалось в вовлечении в плавление слабо изотопно-обедненного материала, представленного финальными порциями лав группы 7. Но, хотя в изотопном отношении источник финальных лав был подобен начальному перидотитовому источнику пикритобазальтов, по соотношению FeO/MnO этот источник уже не был перидотитовым (см. рис. 7.9).

Обратимся теперь к диаграммам $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ (рис. 7.12, а, б), с помощью которых обычно устанавливаются признаки смешения и изохронной сингенетичности компонентов.

На диаграмме б фигуративные поля вулканических пород западной части плоскогорья выстраиваются в единую цепочку, в которой $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ возрастает от фигуративной точки начального общего астеносферного компонента (щелочной оливиновый базальт группы 2), через породы групп 4 и 3 к породам группы 5. Различается финальный компонент с сильным изотопным обеднением Nd, который фокусируется точками пород группы 5, расположенными непосредственно на линии смешения. Этот ряд соответствует увеличению в выплавках доли финального (литосферного) компонента II и снижения начального (астеносферного) компонента I. Выделяется также промежуточный по времени проявления литосферный компонент III с сильным изотопным обеднением. Базаниты группы 3 представляли собой сочетание смеси компонентов I и II со смесью компонентов II и III, а базальты группы 4 – сочетание смеси компонентов I и II со смесью компонентов I и III.

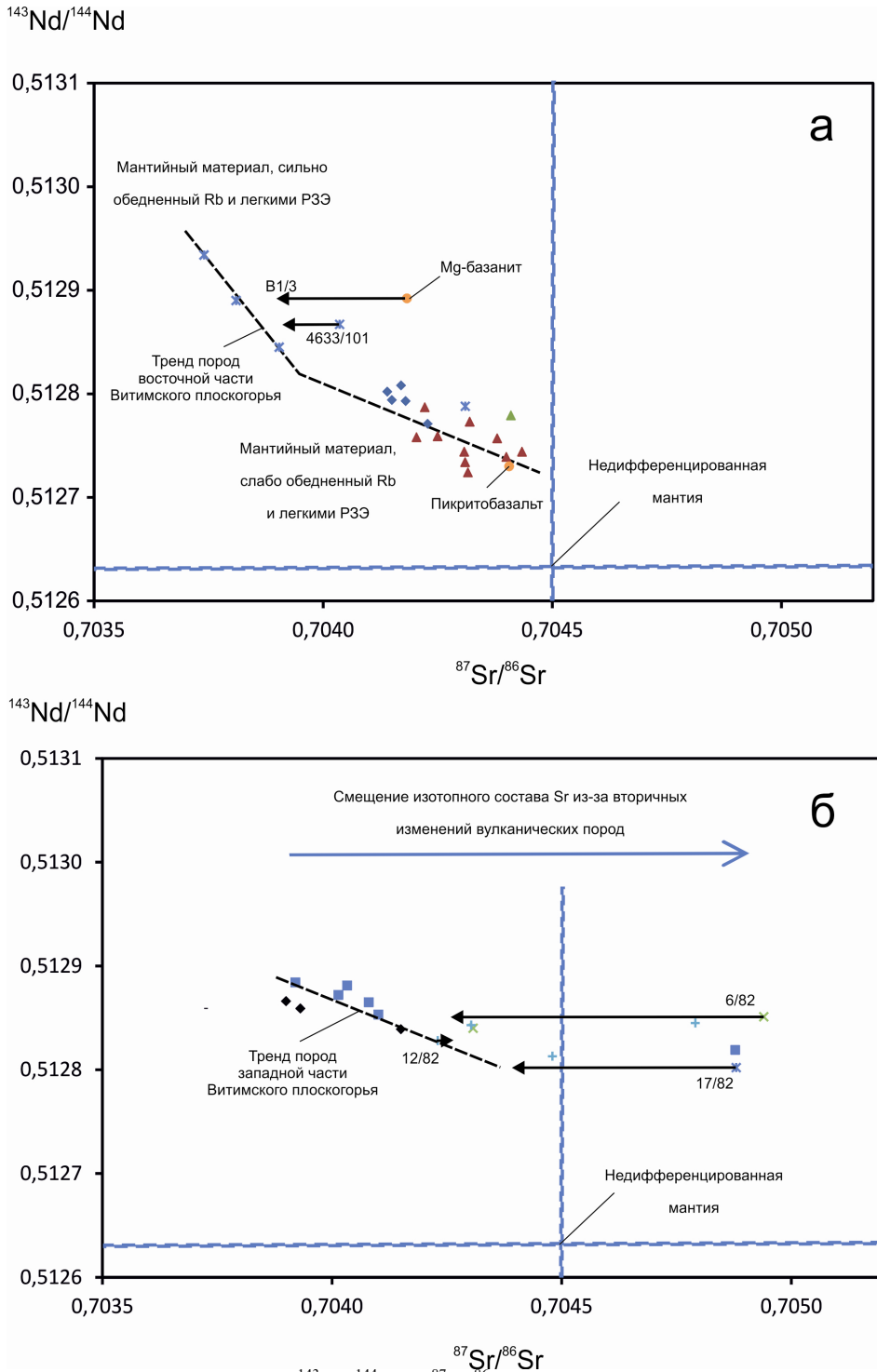


Рис. 7.10. Соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. В связи с малым возрастом вулканических пород при низких Rb/Sr и Sm/Nd начальные изотопные отношения Nd и Sr не отличаются от измеренных. РЗЭ – редкоземельные элементы. Черные горизонтальные линии со стрелками обозначают смещение изотопного состава Sr при кислотной обработке проб (см. текст)

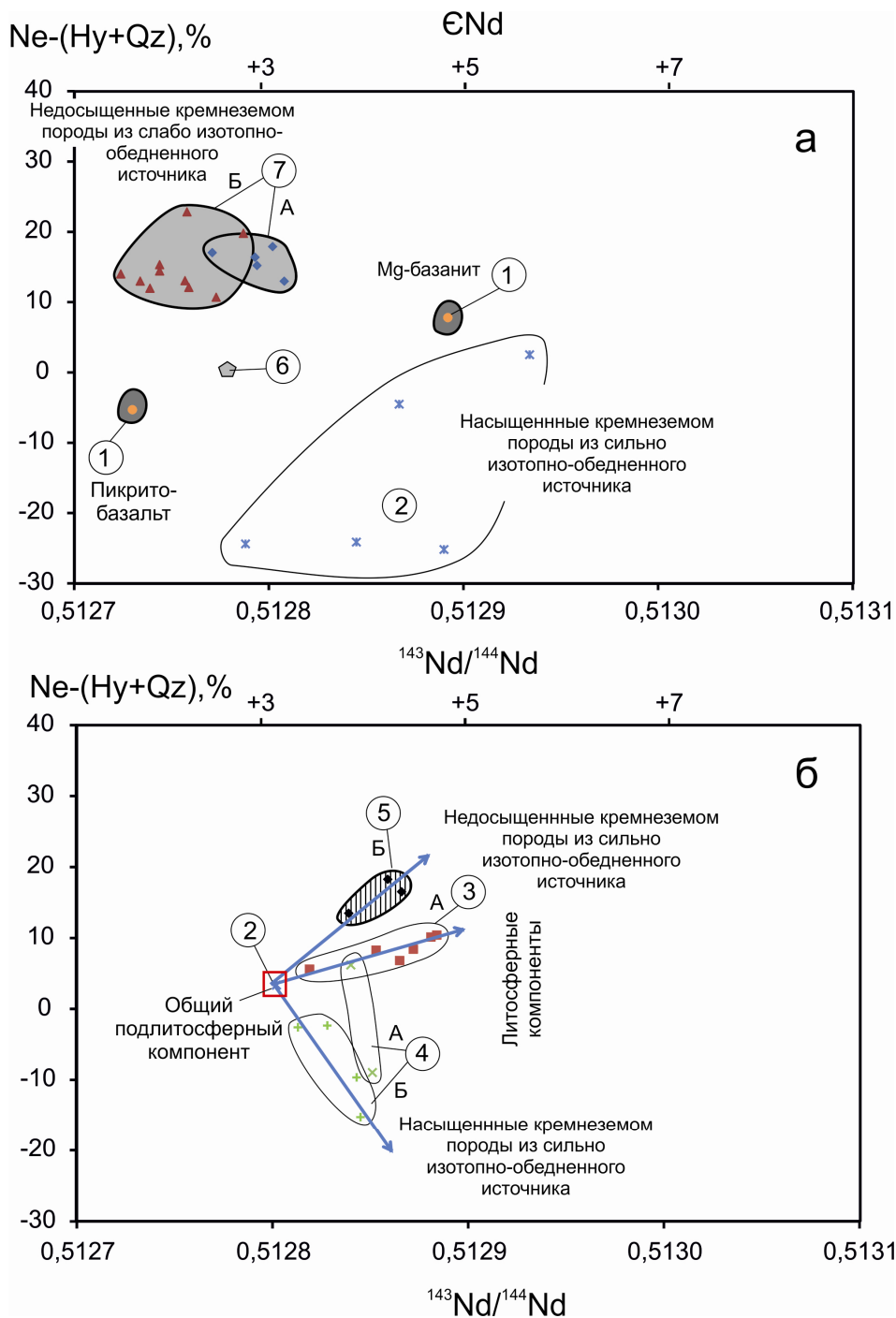


Рис. 7.11. Соотношения нормативных $Ne-(Hy+Qz)$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. Вулканические породы восточной части территории являются производными не менее двух источников. Один из них слабо изотопно обеднен, другой – обеднен сильнее. Вулканические породы западной части территории образовались из единого источника на границе астеносферы, наименее обедненной по содержаниям радиогенных изотопов Nd, и литосферы с более обедненными изотопными метками

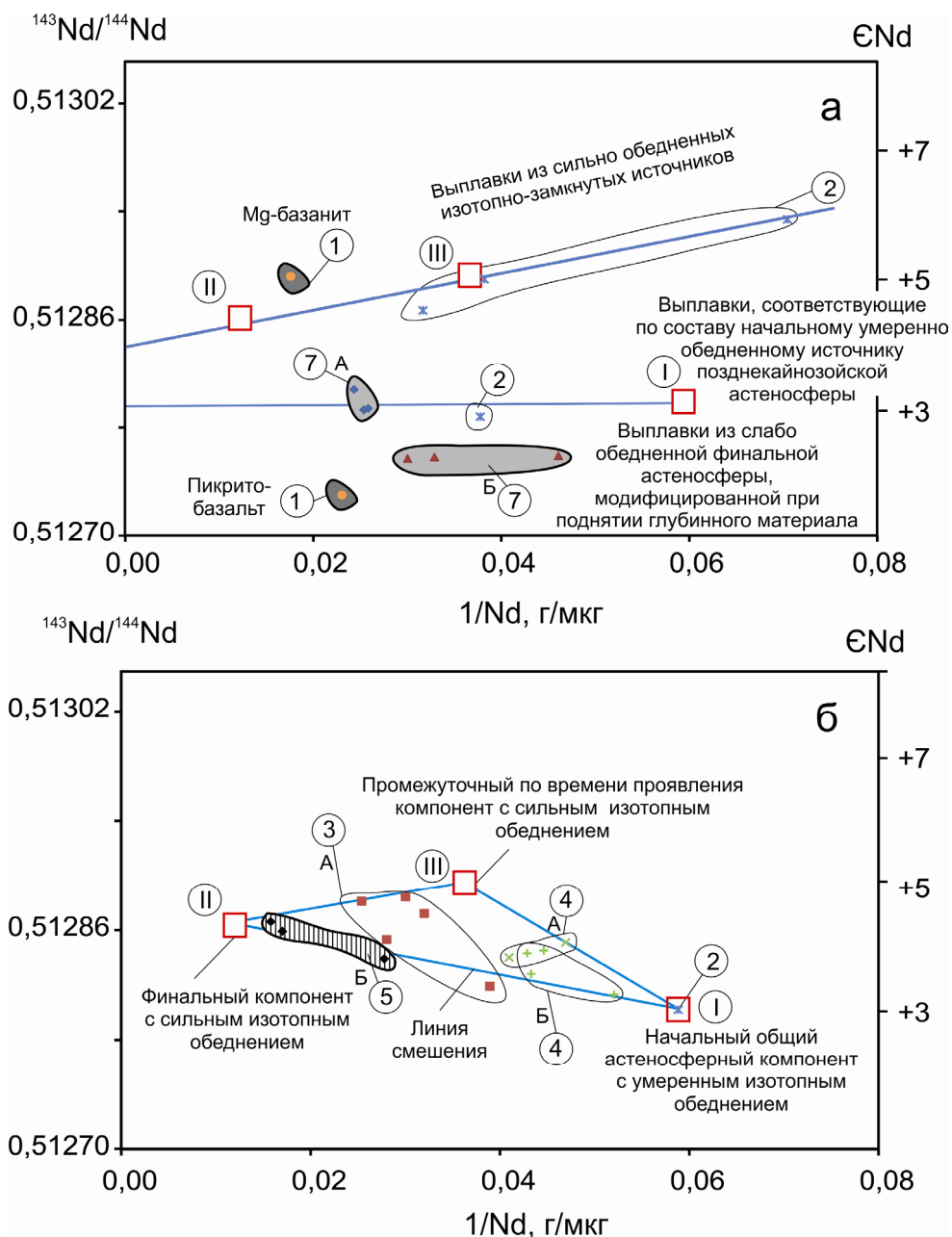


Рис. 7.12. Соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - 1/\text{Nd}$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5 (объяснения в тексте)

При образовании базальтовых расплавов групп 2 и 4 основное значение имел начальный компонент I, а при образовании более щелочных базанитовых и фонотефритовых расплавов групп 3 и 5 – финальный компонент II. В характере соотношений компонентов проявилось два цикла, во время которых доля литосферного материала в выплавках увеличивалась, а астеносферного – снижалась: первый – от эпи-

зода 2 (~13,7 млн лет назад) к эпизоду 3 (13–12 млн лет назад), второй – от эпизода 4 (10,8–9,5 млн лет назад) к эпизоду 5 (~9,2 млн лет назад). На диаграмме *a* три состава группы базальтов–андезибазальтов (группа 2) восточной части территории располагаются вдоль единой линии смешения, три точки плейстоценовых пород (подгруппа 7Б) находятся на линии, субпараллельной оси абсцисс.

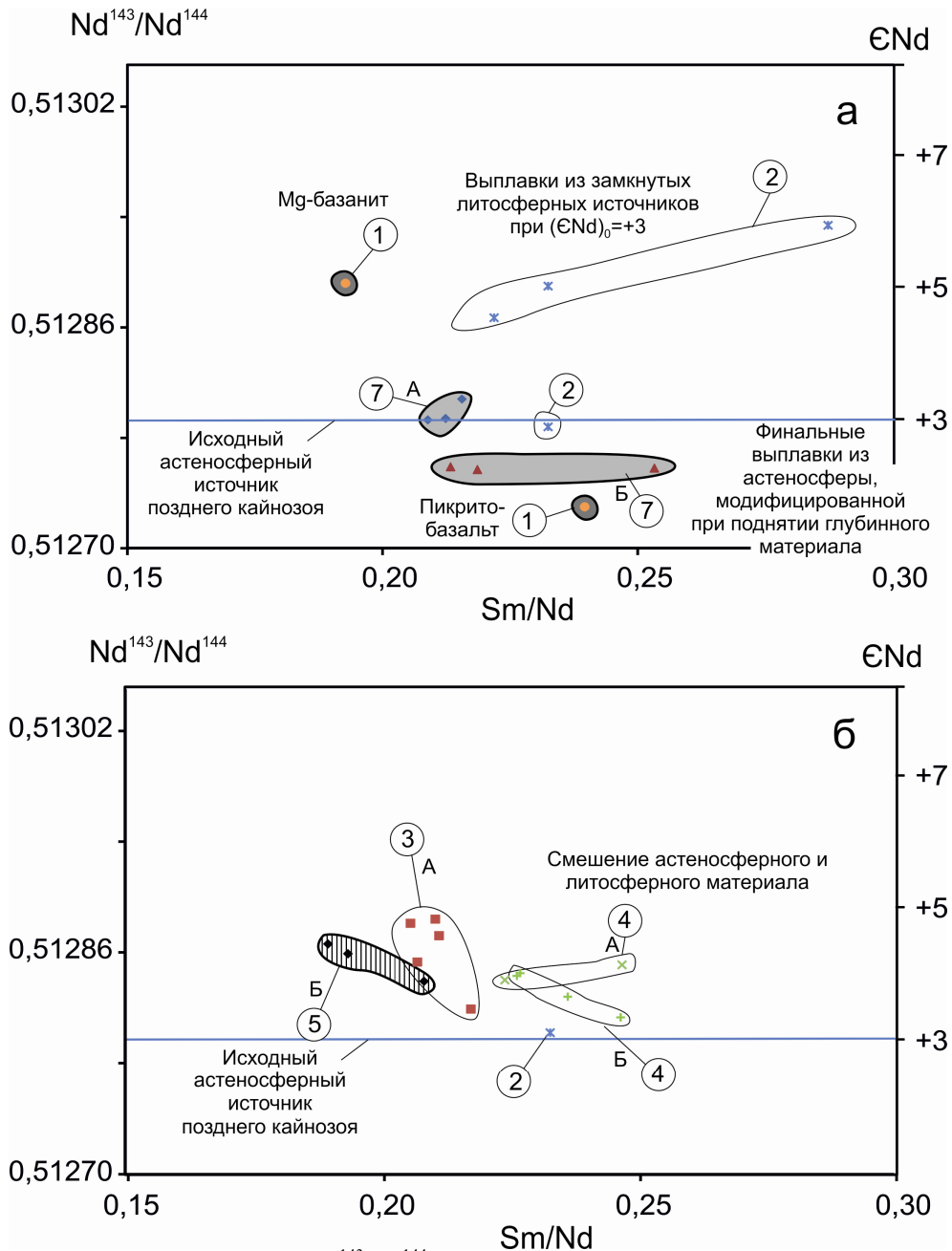


Рис. 7.13. Соотношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – Sm/Nd в породах восточной (*a*) и западной (*б*) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5 (объяснения в тексте)

Первая линия характеризует изотопно-гетерогенные выплавки из литосферы, вторая – из изотопно-гомогенной астеносферы. Фигуративные точки других групп пород восточной части плоскогорья не образуют явного линейного распределения.

Сильно изотопно-обедненные компоненты II и III, обозначенные на диаграмме б для пород западной части плоскогорья, расположены на диаграмме А вдоль линии смещения материала из литосферных изотопно-замкнутых источников его восточной части. Здесь же находится Mg-базанит. Эта совокупность фигуративных точек пород и предполагаемых источников может рассматриваться как принадлежащая к единой (возможно, сингенетичной) серии, сильно обедненной по изотопному составу Nd. Другая, умеренно изотопно-обедненная серия, представлена астеносферным источником I западной части территории и близких по $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ базанитов подгруппы 7А и базальта группы 2. Эта серия является выражением астеносферного материала, существовавшего перед началом позднекайнозойского вулканизма. Наконец, третья слабо изотопно-обедненная серия проявилась только в восточной части территории в начальных пикритобазальтовых расплавах и финальных расплавах подгруппы 7Б. Финальный изотопно-гомогенный источник явился результатом конвективного перемешивания материала, инициированного адиабатическим поднятием порции мантийного материала, давшего пикритобазальтовые выплавки 16–14 млн лет назад. В финальных порциях извержений новообразованный слабо изотопно-обедненный астеносферный компонент проявился наряду с начальным умеренно обедненным астеносферным компонентом.

В координатах $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} - \text{Sm}/\text{Nd}$ рис. 7.13, а фигуративные точки выплавки из литосферного источника сильно изотопно-обедненной серии восточной части плоскогорья образуют тренд с некоторым наклоном. Однако распределение точек не имеет возрастной интерпретации, поскольку Sm/Nd в источнике существенно отличается от этого отношения в частичной выплавке. Позднекайнозойская дифференциация РЗЭ регулировалась разной степенью плавления материала в подошве литосферы, изотопно-равновесной с астеносферным материалом. На диаграмме отражено ограниченное влияние подлитосферного материала на литосферные выплавки 14–13 млн лет назад и возрастание роли астеносферы в финальных лавовых порциях. В финальной астеносфере сохранялась некоторая неоднородность изотопных отношений неодима с минимальным значением, соответствующим $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в начальном пикритобазальте группы 1 восточной части территории и максимальным – в начальном щелочном оливиновом базальте группы 2 ее западной части (см. рис. 7.11). На диаграмме рис. 7.13, б наблюдается разброс точек, обусловленный смешением литосферного материала с материалом исходной астеносферы.

7.5. Микроэлементная гетерогенность источников

Для характеристики редкоземельных элементов (РЗЭ) приведены диаграммы $(La/Yb)_N - MgO$ и $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ (рис. 7.14, 15). На диаграмме 7.14, *a* пикробазальт и Mg-базанит резко смещены от других пород восточной части территории в ее левую верхнюю часть. В правой нижней части выделяются два тренда, сходящиеся между собой при наиболее магнезиальных составах ($MgO = \sim 10$ мас. %, $(La/Yb)_N = \sim 13$). При относительном понижении MgO в базальтах и андезибазальтах групп 2 и 4 $(La/Yb)_N$ остается на низком уровне (5–13), а в базанитах, фонотефритах и тефрифенолитах групп 3 и 7 увеличивается до 25. На диаграмме 7.14, *b* базальты групп 2 и 4 характеризуются низкими отношениями $(La/Yb)_N$ (6–11), а базаниты группы 3 – более высокими (11–17) при растянутых интервалах MgO (соответственно, 11–8 и 12–9 мас. %). Базальты подгруппы 5А находятся на низкомагнезиальном продолжении группы 4, а базаниты и фонотефриты подгруппы 5Б образуют ярко выраженный низкомагнезиальный тренд возрастания $(La/Yb)_N$ (до 60).

На диаграмме 7.15, *a* пикритобазальт и Mg-базанит группы 1 находятся на окончании тренда с высоким $(La/Yb)_N$ пород восточной части плоскогорья. На другом окончании тренда с низким $(La/Yb)_N$ расположена группа базальтов и андезибазальтов (группа 2). Выплавки первой группы были более глубинными и образовались из мантийного субстрата с повышенными содержаниями граната, выплавки второй группы – менее глубинными, производными безгранатового мантийного субстрата. Важно подчеркнуть контрастные соотношения состава субстрата выплавки двух начальных фаз вулканических извержений: более глубинного с последующим включением менее глубинного.

Фазе воздымания территории и ее эрозионному расчленению 16–14 млн лет назад, очевидно, сопутствовало адиабатическое поднятие мантийного материала, выраженное в извержениях высокомагнезиальных порций расплавов. Ликвидусная температура кристаллизации оливина в пикритобазальтовых и Mg-базанитовых расплавах составляла, соответственно, интервалы 1311–1358 и 1236–1309 °С. Температурные интервалы оцениваются как минимальные исходя из предположения о безводном составе магм по двум уравнениям: $T (^\circ C) = 1056,6 + 17,34 \times MgO$ и $T (^\circ C) = 1000 + 20 \times MgO$, соответственно [9; 26]. С учетом присутствия в расплавах воды и легкоплавких компонентов, реальная температура ликвидуса могла быть выше. Ликвидусные температуры базальтов и андезибазальтов (группы 2) составляли 1103–1224 °С. Можно предположить, что плавление малоглубинной мантии 14–13 млн лет назад было инициировано благодаря привнесу тепла из глубинных источников пикритобазальтов и Mg-базанитов.

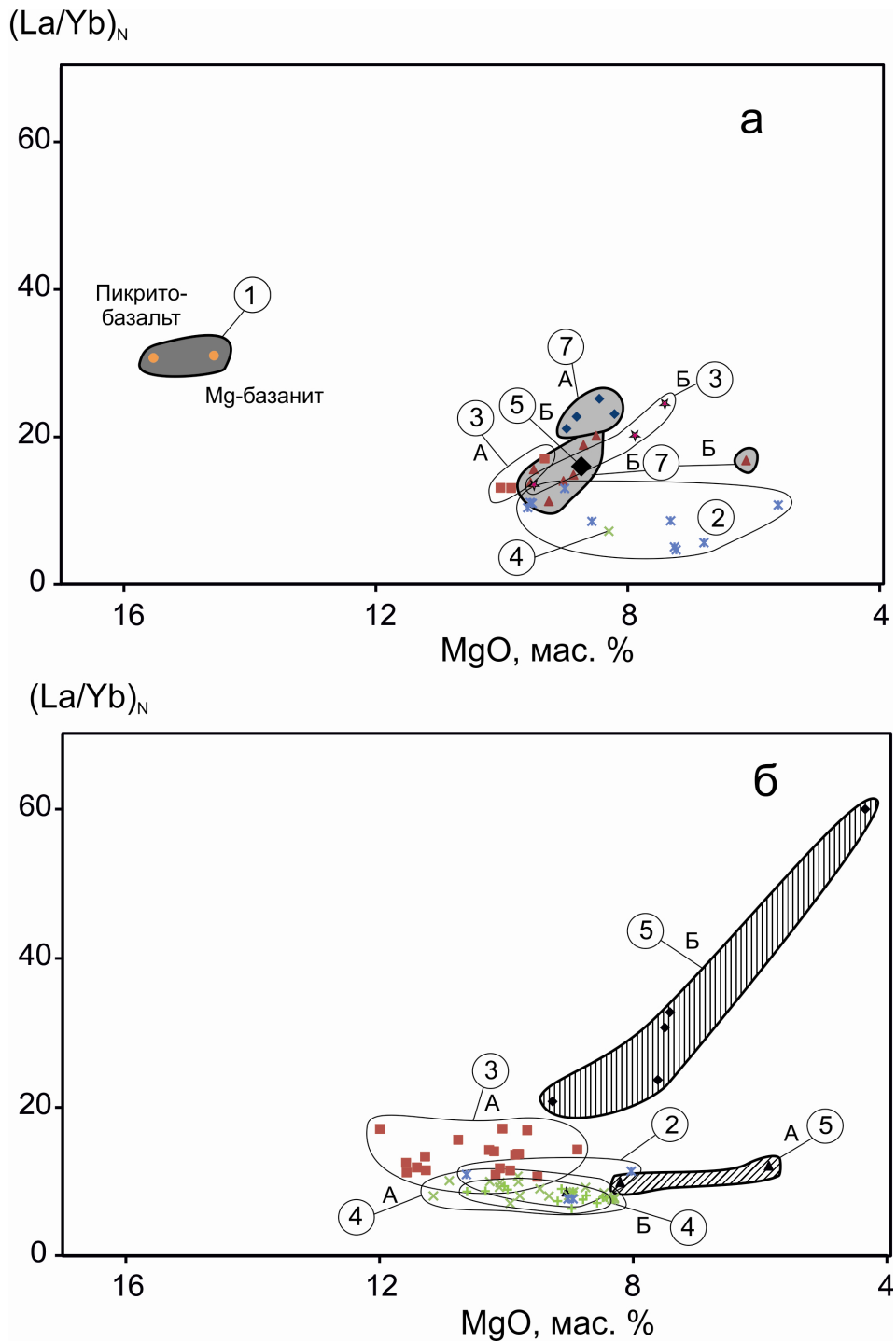
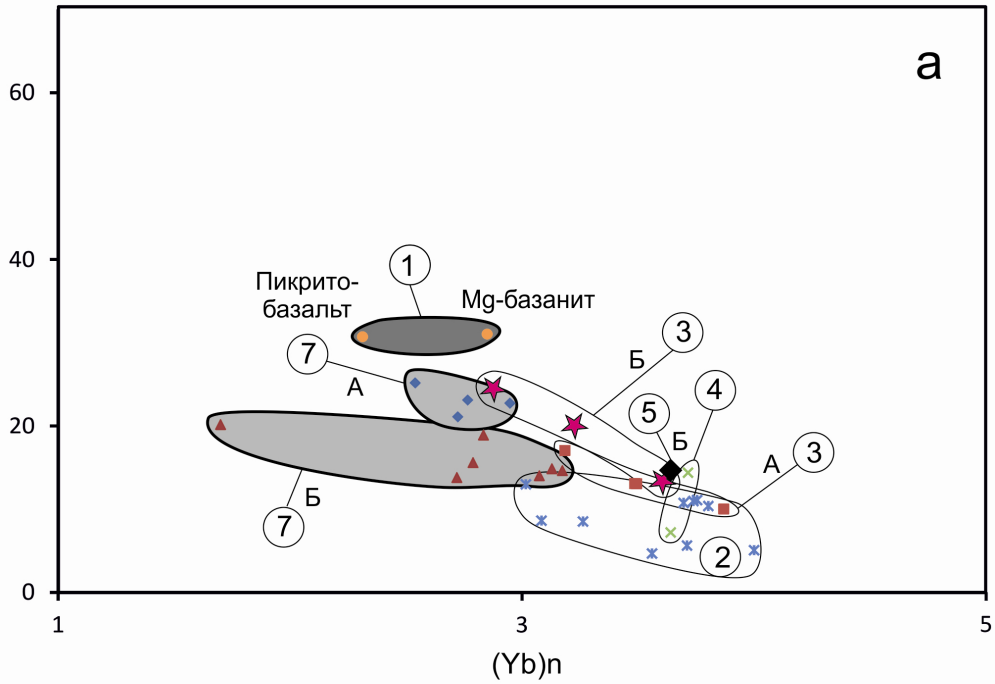


Рис. 7.14. Соотношения $(La/Yb)_N$ и MgO в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. Для нормирования La/Yb использован состав примитивной мантии [35]

$(La/Yb)_n$



$(La/Yb)_n$

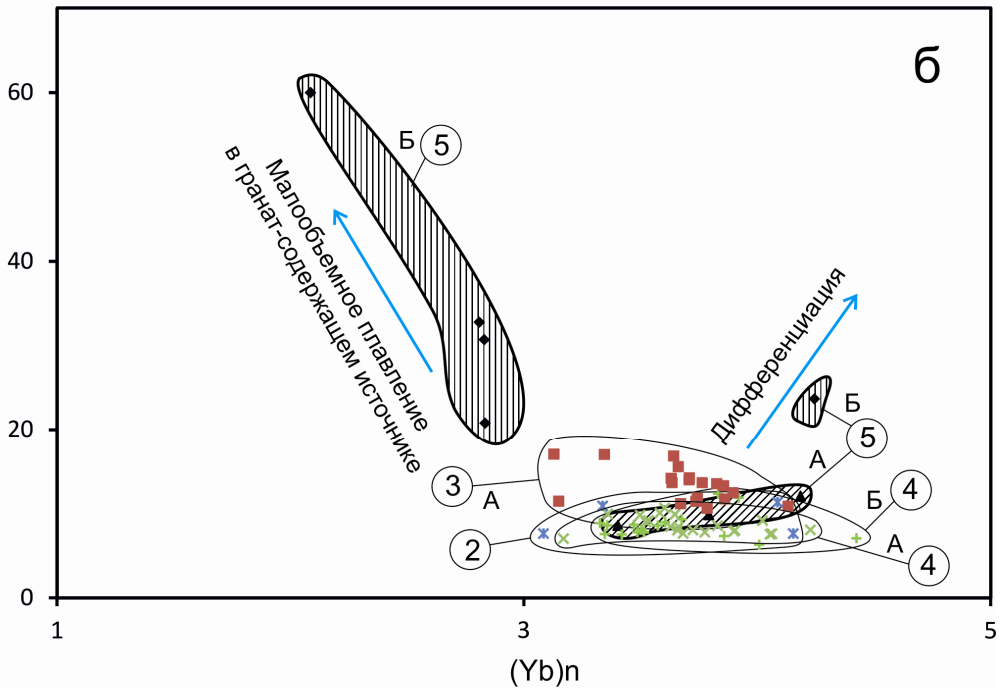


Рис. 7.15. Соотношения $(La/Yb)_N$ и $(Yb)_N$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5. Для нормирования La/Yb использован состав примитивной мантии [35]

Базаниты группы 3 восточной части плоскогорья на рис. 7.15, *а* занимают промежуточное положение между породами групп 1 и 2. Следовательно, их выплавление осуществлялось в промежуточном глубинном интервале. Группа 4 по характеру плавления была сопоставима с группой 2. Различаются 2 цикла проявления выплавов из более глубокой и менее глубокой мантии: первый цикл – магм пикритобазальтового-Mg-базанитового состава 16–14 млн лет назад и базальт-андезибазальтового 14–13 млн лет назад, второй – базанитового состава 13–12 млн лет назад и базальтового 10,8–9,8 млн лет назад. Возможно, циклы чередования более глубоких и менее глубоких выплавов продолжались и позже, но не в Береинском вулканическом центре, в котором различается только финальная фаза поступления сравнительно глубоких выплавов базанитов, фонотефритов и тефрифенолитов группы 7. Интересно, что на рис. 7.15, *а* базаниты подгруппы 7Б находятся на продолжении тренда базанитов подгруппы 3Б, а базаниты, фонотефриты и тефрифенолиты подгруппы 7А – на продолжении тренда базанитов подгруппы 3А.

Низкие отношения $(La/Yb)_N$ базальтов групп 2 и 4 и более высокие в базанитах группы 3 на диаграмме 7.15, *б* укладываются в сопоставимые по протяженности тренды, субпараллельные оси абсцисс. Растянутые интервалы $(Yb)_N$ отражают широкие вариации степени частичного плавления безгранатовой литосферной мантии. Смещение финальных выплавов западной части территории (группа 5, подгруппа Б) в левую верхнюю часть диаграммы интерпретируется в связи с отделением выплавов малых степеней плавления от глубинного гранатсодержащего субстрата. Смещение единственной точки с повышением $(La/Yb)_N$ и $(Yb)_N$ может быть результатом дифференциации.

Концентрации несовместимого элемента Zr возрастали с уменьшением Mg# в группе 3 (отдельно в подгруппах А и Б) восточной части плоскогорья и в группе 5 (отдельно в подгруппах А и Б) западной части (рис. 7.16, *а*, *б*). Возрастание концентраций Zr в этих группах могло быть обусловлено процессами кристаллизационной дифференциации, однако такое объяснение находится в противоречии с характером распределения точек на диаграмме $(La/Yb)_N - (Yb)_N$ (см. рис. 7.15, *а*, *б*). В других группах подобных признаков дифференциации не обнаружено. Все группы пород западной части плоскогорья имеют на диаграмме Б общее фигуративное поле в диапазоне Mg# 60–70 и Zr = 140–170 мкг/г, подтверждающее вывод о происхождении вулканических пород из единого источника (см. рис. 7.11).

В отличие от вулканических пород западной части плоскогорья, породы его восточной части включали компоненты геохимически разнородного материала. Пикритобазальт и Mg-базанит показали умерен-

ные сопоставимые между собой содержания Zr (205–210 мкг/г). Часть пород группы 2 обнаружила сравнительно низкие концентрации Zr (120–150 мкг/г) с диапазоном Mg# = 55–60, другая часть – повышенные концентрации Zr (195–220 мкг/г) при повышенном Mg# (61–63). Более высокие содержания этого элемента определены в поздних базанитах группы 3. В финальной базанит-фонотефрит-тефрифонолитовой группе 7 концентрации Zr, однако, снизились.

Разный характер распределения Zr в вулканических породах рассматриваемых территорий подтверждается диаграммами Zr/Y – Zr/Nb (рис. 7.17). На диаграмме А группы 1 и 2 резко отличаются между собой по значениям Zr/Nb. В пикритобазальте группы 1 определено сравнительно высокое Zr/Y, в Mg-базаните – низкое (соответственно, 16,4 и 7,8) при близких низких значениях Zr/Nb (2,66 и 2,61). На окончании тренда базальтов и андезитобазальтов группы 4 получено низкое Zr/Y (5,3) при высоком Zr/Nb (8,5). При снижении Zr/Nb до 5,2 Zr/Y возрастает до 9,2. Далее тренд продолжается породами группы 7Б с относительным снижением Zr/Nb и возрастанием Zr/Y до фигуративного поля пород группы 1. На фоне составного тренда групп 2 и 7 (подгруппы Б) выделяются концентрированные фигуративные группы 7 (подгруппы А) и группы 3 (обеих подгрупп). На диаграмме Б фигуративные поля разновозрастных пород западной части плоскогорья образуют общий тренд, параллельный оси абсцисс. Исключение составляет финальная группа 5 (подгруппа Б), выделяющаяся в особый тренд согласованного возрастания Zr/Y и Zr/Nb.

Основываясь на K–Ar-датировках пород из разных частей Витимского вулканического поля, И. В. Ащепков и др. [13] рассматривали эволюцию вулканизма в рамках пяти этапов: 1) 18,5–10,7 млн лет назад, 2) 10,7–6,6 млн лет назад, 3) 5,2–2,8 млн лет назад, 4) 2,8–1,5 млн лет назад и 5) 0,83–0,81 млн лет назад. Это деление было принято без учета пространственно-временной активности вулканических центров. Между тем, из результатов сравнительного анализа данных, полученных для вулканических центров Яоле, Мухальского, с одной стороны, и Берейнского, Салбулинского, с другой, следует не только индивидуальность временных интервалов их активности, но и резкие отличия компонентов глубинных источников. В настоящей работе исследуются пространственно-временные закономерности развития позднекайнозойских магматических процессов под Витимским плоскогорьем на примере вулканических центров только двух территорий, имеющих ключевое значение.

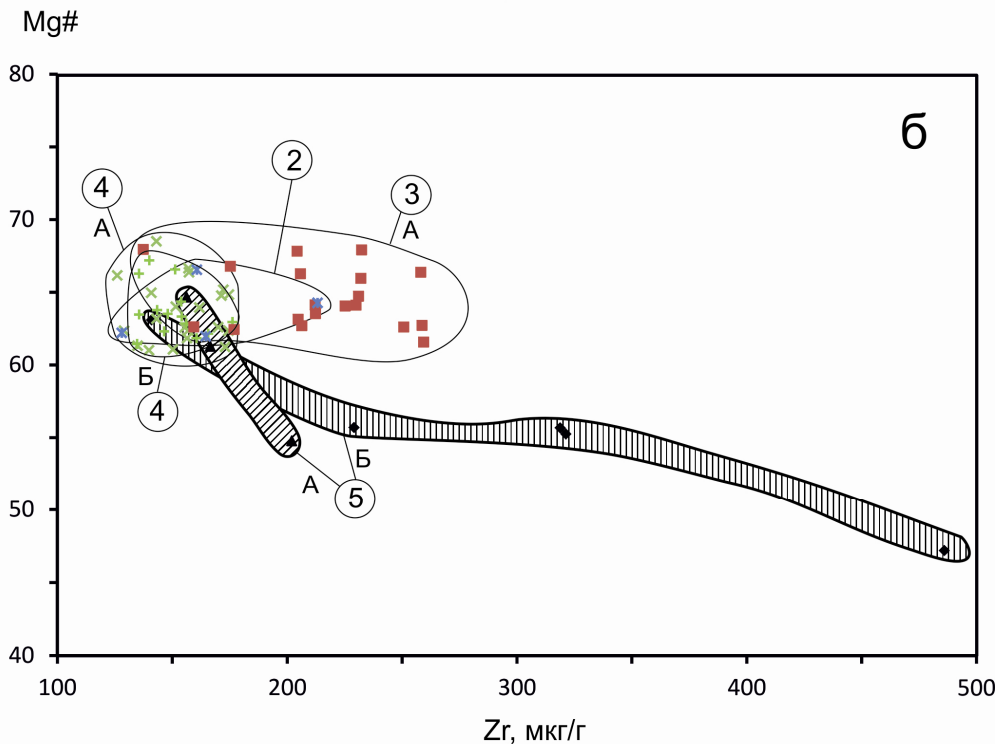
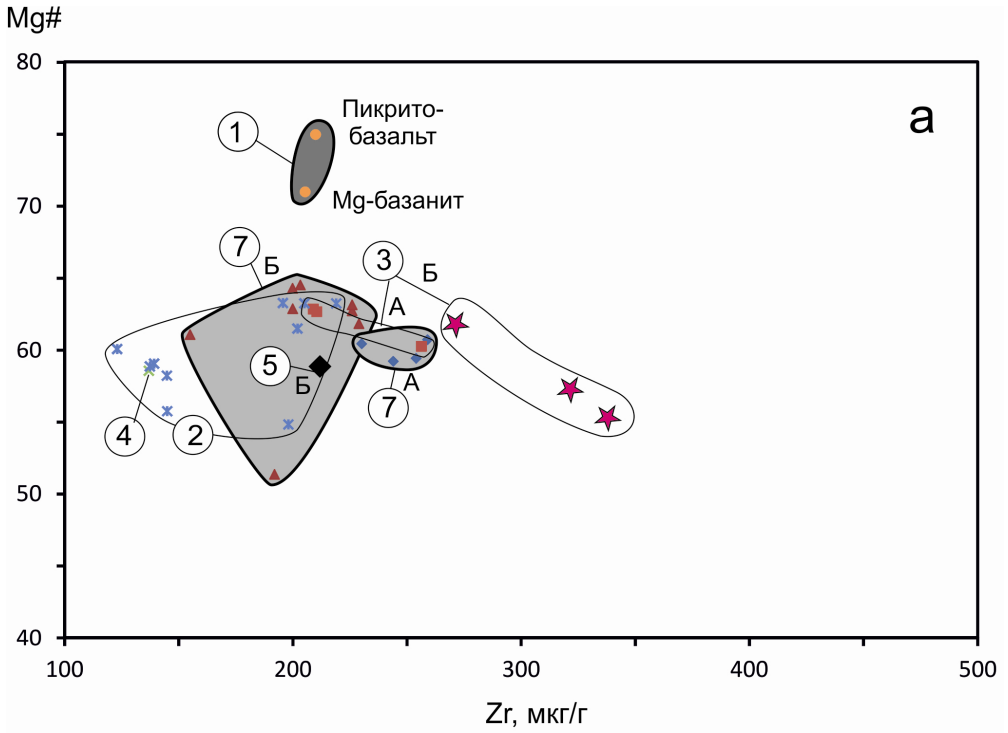


Рис. 7.16. Соотношения Mg# – Zr в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5

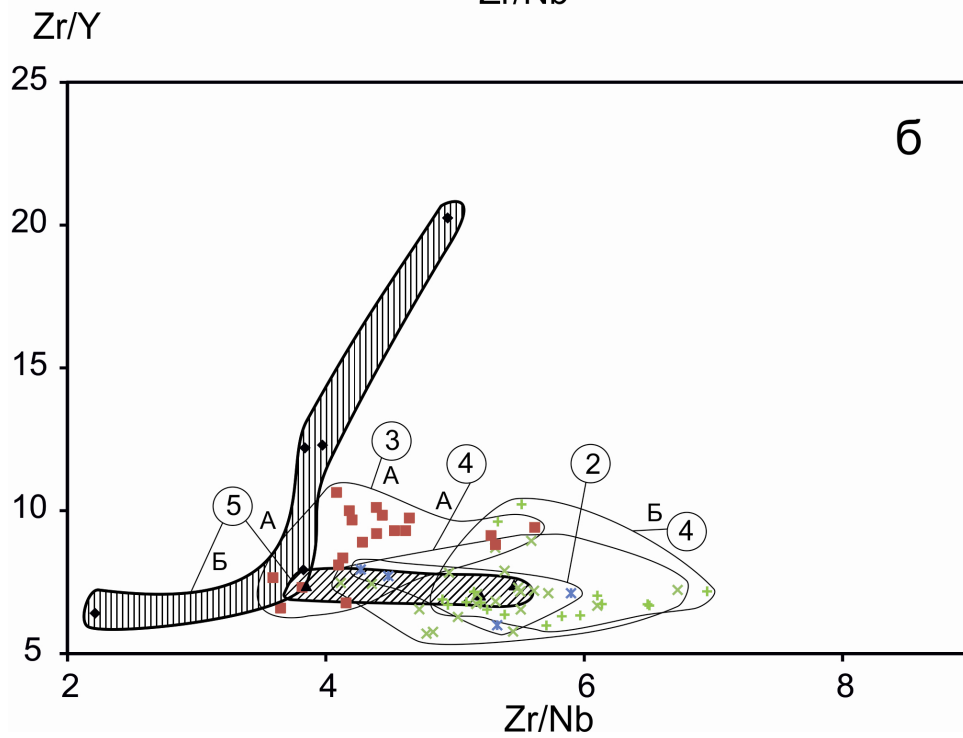
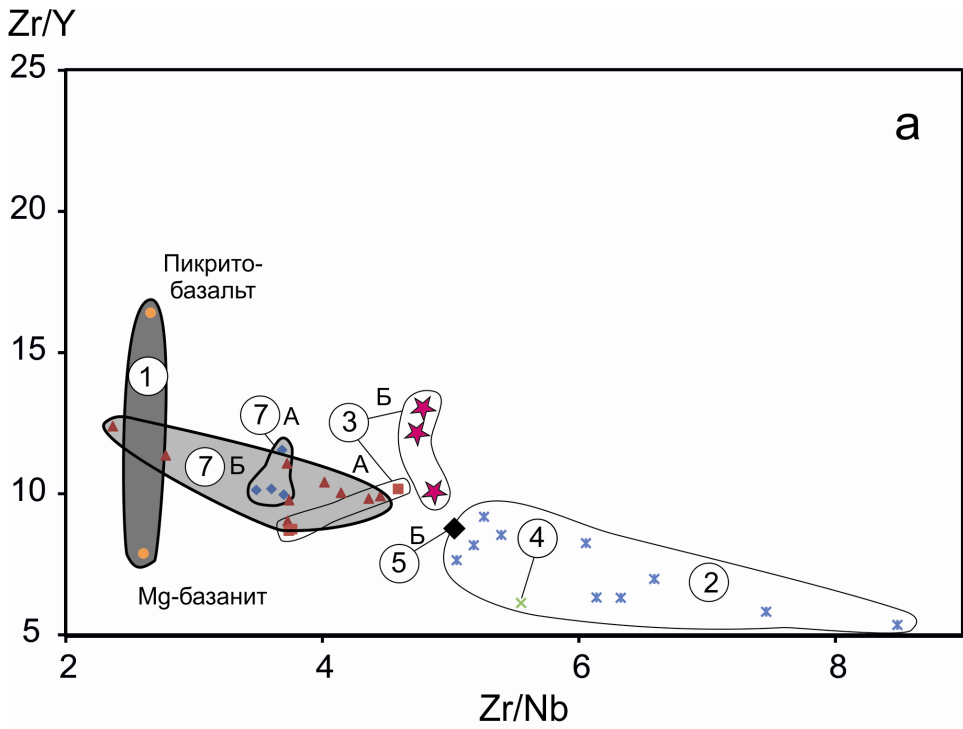


Рис. 7.17. Соотношения $Zr/Y - Zr/Nb$ в породах восточной (а) и западной (б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5

7.6. Обсуждение

Изотопная систематика источников и структурный контроль позднекайнозойского вулканизма границами Еравнинского островодужного террейна предполагают элемент унаследованности новейшими выплавками изотопных и элементных характеристик законсервированного на глубине слэбового и надслэбового материала палеоостровной дуги. Иными словами, позднекайнозойская эволюция магматизма должна была осуществляться на фоне мантийной компонентной гетерогенности, созданной в процессе формирования этого террейна.

В западной части плоскогорья выплавки поступали из верхнего термального граничного слоя астеносферы, т. е. с границы астеносферы и литосферы. Малая степень изотопного обеднения общего астеносферного компонента, по сравнению с материалом литосферы, объясняется его образованием в надпалеослэбовой области конвектирующей мантии. Эволюция магматизма, заключающаяся в смешении литосферного материала с материалом самой верхней части астеносферы, соответствовала модели «пассивного» позднекайнозойского рифтогенеза.

В восточной части плоскогорья выплавки формировались в мало-глубинной литосферной и более глубокой подлитосферной мантии. Участие последней доказывается наличием высокомагнезиальных (высокотемпературных) магм. Сильно изотопно-обедненные компоненты выплавки из литосферы были подобны таким же компонентам выплавки из литосферы под западной частью плоскогорья, а подлитосферные – обладали особыми изотопными характеристиками. Имеется вероятность активизации глубинных процессов от нижнего термального слоя верхнемантийной конвектирующей системы, т. е. переходной зоны мантии. Эволюция магматизма, сочетавшая в себе компоненты разноглубинных источников литосферной и подлитосферной мантии, соответствовала модели «активного» позднекайнозойского рифтогенеза.

Модели «пассивных» и «активных» процессов обосновываются с помощью диаграммы $10^{-3}K/Ta - La/Ta$ (рис. 7.18).

На рис. 7.19, *а*, *б* выделяются мантийные тренды, зафиксировавшие процессы палеоостроводужных и палеоколлизийных обстановок становления Еравнинского террейна, и тренды, отразившие процессы обстановки новейшего рифтогенеза. Точки пород групп 2–4 восточной и западной частей Витимского плоскогорья распределяются вдоль направления, соответствующего рифтогенному типу эволюции магматизма при $K/La = const$. На диаграмме А базаниты (группа 3, подгруппа А) смещены относительно группы 2 в левую нижнюю часть диаграммы. На диаграмме Б рифтогенный тренд, однако, частично затушеван. Базаниты группы 3 (подгруппа А) смещены в левый нижний угол диаграммы, относительно группы 4 (подгруппа А), что явилось следствием гетерогенности источников, образовавшейся в палеозойской зоне палеосубдукции.

Существенные отклонения от трендов позднекайнозойской рифтогенной эволюции обнаруживают начальные и финальные группы пород. В восточной части Витимского плоскогорья базаниты группы 7А смещены относительно базанитов группы 3 по типу эволюции компонентов выплавки в зоне палеосубдукции (рис. 7.19, а). Однако породы подгруппы 7Б испытали смещение в левую верхнюю область диаграммы по типу эволюции компонентов выплавки во фронтальной области палеоколлизийной системы. Принимая во внимание генетическую связь подгруппы 7Б с пикритобазальтами по близкому изотопному составу Nd, можно предположить образование этих выплавки благодаря позднекайнозойскому комплементарному разделению компонентов единого палеозойского субстрата; пикритобазальтовая выплавка была производной плавления перидотитового материала слэба, а существенно более поздние выплавки подгруппы 7Б – результатом плавления материала, преобразованного в пироксенит в результате реакционного взаимодействия поднявшегося сильно изотопно-обедненного материала с материалом вмещающей начальной астеносферной мантии. Такое предположение согласуется с выявленной изотопной гетерогенностью материала финальной астеносферы (см. рис. 7.11) .

Между тем, кроме пикритобазальта, глубинный слэбовый материал может быть представлен выплавкой Mg-базанита, отличающейся от выплавки пород подгруппы 7Б сильно изотопно-обедненным составом. Соответственно, этот состав может быть принят в качестве палеослэбового компонента, комплементарного по отношению к палеонадслэбовому материалу палеоколлизийной зоны подгруппы 7Б с относительным смещением изотопного состава Nd, произошедшим со времени коллизии до позднего кайнозоя. Очевидно, в палеослэбе присутствовал и сильно, и слабо изотопно-обедненный материал, а на кайнозойском этапе процессы, проявившиеся в палеоколлизийной зоне, возобновились.

В отличие от восточной части территории, в которой выплавки обнаружили признаки компонентов фронтальной области палеоколлизийной системы, в западной части территории финальные выплавки группы 5 дали тренд, соответствующий эволюции выплавки в ее тыловой области. Таким образом, в компонентном составе позднекайнозойских магм отразилась природа Еравнинского террейна, который первоначально формировался как островодужный. В дальнейшем, в восточной части террейна, на границе с Западно-Становым, проявились процессы, свойственные фронтальной области коллизийной зоны, а в западной части террейна, на границе с Икатским, – процессы, характерные для тыловой области коллизийной зоны. На новейшем этапе произошла активизация гетерогенного мантийного материала, сохранившего палеоостроводужные и палеоколлизийные характеристики. Наряду с этим, проявились новые компоненты, свойственные рифтогенезу.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ РИФТОГЕНЕЗ

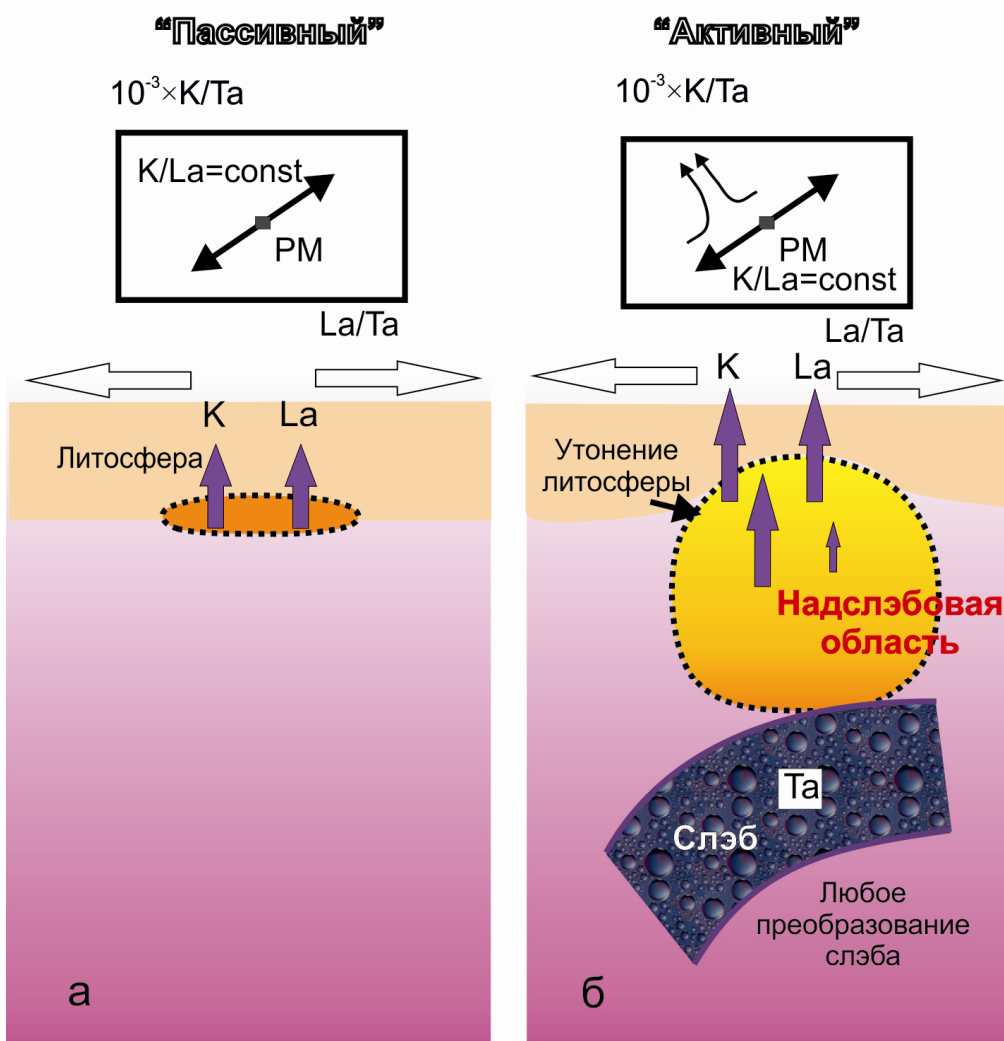


Рис. 7.18. Применение диаграммы $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ для идентификации мантийных компонентов выплавов, сопровождающих «активный» и «пассивный» континентальный рифтогенез [6]. Согласованное поведение K и La на диаграмме связано с плавлением нижней части литосферы при ее утонении. Подошва литосферы может быть изотопно-обедненной или обогащенной. При «пассивном» механизме (а) плавится основание литосферы с вовлечением компонента подстилающей астеносферы. При «активном» механизме (б) имеется вероятность извержения материала из надслэбовой области с повышенными значениями K/La и $10^{-3} \times K/Ta$ и/или материала из слэба с соответствующим распределением точек в координатах $10^{-3} \times K/Ta - La/Ta$ (этот случай не проиллюстрирован). Эволюция позднекайнозойского магматизма под западной частью Витимского плоскогорья соответствует «пассивному» механизму, а под восточной – «активному». PM – примитивная мантия

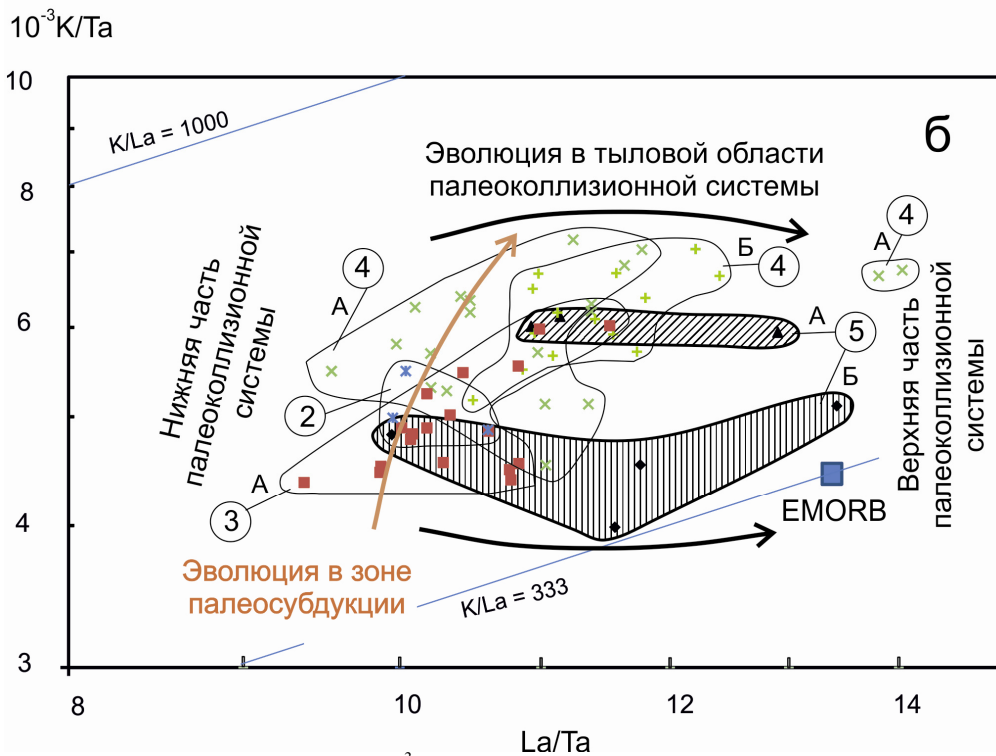
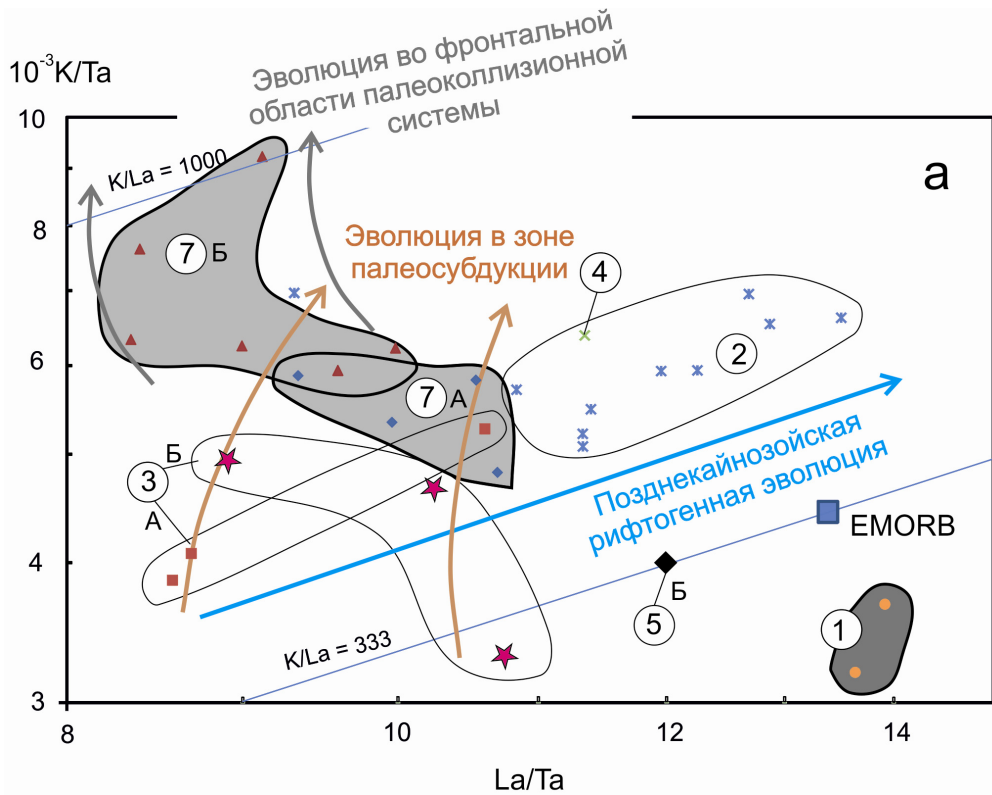


Рис. 7.19. Соотношения $10^{-3}K/Ta - La/Ta$ в породах восточной (А) и западной (Б) частей Витимского плоскогорья. Усл. обозн. см. рис. 7.5

Семь последовательных эпизодов магматизма, охватившего Еравнинский террейн (см. табл. 1), выражены в смене источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья (рис. 7.20).

В интерпретации полученных данных ключевое значение имеет происхождение начальных высокотемпературных выплавов пикритобазальтового и Mg-базанитового состава 16–14 млн лет назад в восточной пограничной части террейна. Выплавки этого типа явились следствием адиабатического поднятия материала из глубокой части мантии. В пикритобазальтовом составе отразился перидотитовый состав слабо изотопно-обедненного источника, а в Mg-базанитовом – Mg-пироксенитовый сильно изотопно-обедненного. Возможны три варианта соотношений компонентов плавившегося перидотита и Mg-пироксенита: 1) оба принадлежали глубинному источнику и одновременно поднимались по адиабате, 2) первый имел реакционное происхождение при взаимодействии порции высокотемпературного магматического расплава, поднявшегося из глубинной мантии, с вмещающей перидотитовой мантией и 3) первый относился к материалу, поднимавшемуся по адиабате из источника более глубинной части мантии, второй – к материалу из источника менее глубинной литосферы.

В первом предполагаемом случае (на рис. 7.20 не показан), нужно допустить одновременное независимое плавление и проникновение сквозь астеносферу расплавов из двух разных субстратов контрастного состава, существовавших в глубинной части мантии. В качестве одного из вариантов, допускается модель плавления материала в 30-километровом слое выше кровли переходной мантии (т. е. выше 410 км) [30] (см. главу 1).

Во втором предполагаемом случае (на рис. 7.20 не показан), мог действовать механизм магнообразования, который предполагается в модели плюмового магматизма Гавайев [25; 29]. Модель основывалась на зональном строении магматической колонны, центральную часть которой должен составлять неперидотитовый материал, а периферию – вмещающая перидотитовая мантия. Пироксениты в источнике интерпретировались как результат реакционного взаимодействия поднимающегося с глубины эклогитового расплава.

Рассматривая образование расплавов Mg-базанитов в восточной части Витимского плоскогорья за счет плавления реакционных Mg-пироксенитов, а пикритобазальтов – за счет плавления вмещающих мантийных перидотитов, нужно объяснить сильно изотопно-обедненный состав первых и слабо изотопно-обедненный состав – вторых. Если сильное обеднение пироксенитов было следствием изотопного обеднения центральной части магматической колонны, слабое обеднение – должно свидетельствовать о слабом изотопном обеднении перидотитовой периферии. В этом варианте модели периферические перидотиты

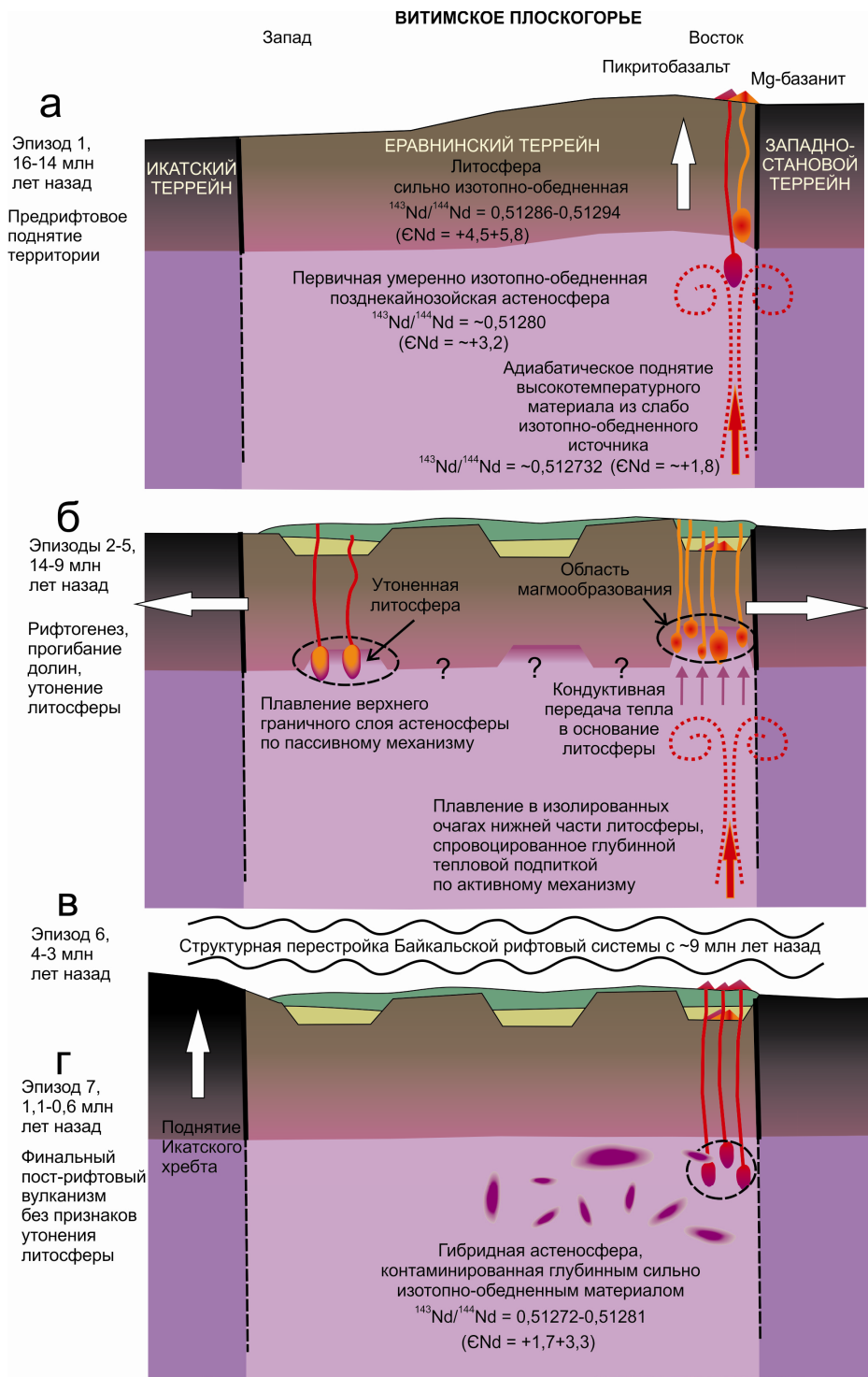


Рис. 7.20. Схема временной смены источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья. А–Г – вулканические эпизоды 1–7 (см. табл. 1). Для упрощения эпизоды рифтогенного вулканизма 2–5 объединены между собой в интервал 14–9 млн лет назад

магматической колонны изначально могли представлять собой слабо обедненную вмещающую астеносферную мантию, которая в финальную фазу вулканизма оказалась контаминированной более изотопно-обедненным компонентом поднятого из глубины материала.

В этом варианте модели не находит объяснения гипотеза об общем астеносферном компоненте вулканических пород западной и восточной частей плоскогорья. На серии вариационных диаграмм показано, что породам западной и восточной частей территории свойственны существенные различия изотопного и элементного состава. Приходится допустить принципиально разные соотношения компонентов вулканических пород территорий, не объединяющихся между собой в рамках единой модели. Доказательство этого положения требует дополнительных исследований характера соотношений компонентов магматических источников в магматических расплавах, излившихся в вулканических центрах, занимавших промежуточное пространственное положение между рассматриваемыми территориями.

В третьем предполагаемом случае (панель *a* на рис. 7.20), субстрат глубинного источника давал высокотемпературные (пикритобазальтовые) магмы, а менее глубинный – магмы слегка пониженных ликвидусных температур (Mg-базанитовые). Отметим, что начальный астеносферный компонент, проявившийся в западной части территории, не участвовал в качестве компонента начальных выплавов. Активное адиабатическое поднятие перидотитового материала сопровождалось его частичным декомпрессионным плавлением либо ниже подошвы литосферы либо в литосфере. Созданная благодаря этому процессу плавучесть частично расплавленного материала превышала плавучесть кристаллических фаз вмещающей мантии. В результате пикритобазальтовый расплав высвобождался из матрицы поднимавшегося перидотита, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Привнесенное тепло в нижнюю часть литосферы способствовало образованию расплавов Mg-базанитов, также достаточно плавучих, чтобы мигрировать из Mg-пироксенитов с излиянием на земной поверхности.

Нужно подчеркнуть уникальность эпизода высокомагнезиального магматизма 16–14 млн лет назад. Подобные эпизоды не проявлялись в восточной части Витимского плоскогорья ни до, ни после рассматриваемого события. Между тем, прямые следствия созданных избыточных температур, благодаря поднятию глубинного материала, проявились здесь в объемных извержениях базальтов и андезибазальтов из источника малоглубинной литосферной мантии уже 14–13 млн лет назад. Процесс плавления нижней части литосферы обозначил ее резкое утонение в условиях действия «активного» механизма рифтогенеза (т. е. при участии подъема глубинного мантийного материала). В западной части плоскогорья в это же время излились щелочные оливиновые базальты из источника астеносферной мантии, без признаков существенного утонения литосферы. В последующие эпизоды 3–4 (в интервале

13,0–9,5 млн лет назад) рифтогенез продолжался и сопровождался плавлением (а следовательно, утонением) литосферы под восточной и западной частями плоскогорья. Эпизод 5, однако, не проявился на востоке, а выразился на западе геохимическими признаками угасания рифтогенных магматических процессов. Рифтогенный этап магматизма представлен на панели б рис. 7.20 эпизодами 2–5, объединенными в интервал 14–9 млн лет назад.

Угасание вулканизма на западе плоскогорья, по-видимому, было обусловлено прекращением растяжения литосферы в связи с начавшейся структурной перестройкой в осевой части Байкальской рифтовой зоны, в процессе которой произошла концентрация в ней тектонических напряжений, образовались глубокие осевые впадины и обрамляющие их высокие горные хребты, включая Икатский. В результате, под Витимским плоскогорьем произошла релаксация тектонических напряжений в литосфере и нивелирование ее прежде утоненной подошвенной части. Остаточные магматические процессы выразились в вулканических эпизодах 4–3 и 1,1–0,6 млн лет назад. В последнем случае расплавный материал поступал из гибридной астеносферы. В рамках модели, допускающей умеренно изотопно-обедненный состав общей начальной позднекайнозойской астеносферы под Витимском плоскогорьем, искажение первоначального состава астеносферы могло быть обусловлено ее контаминацией слабо изотопно-обедненным материалом, поднимавшимся из глубокой части мантии 16–14 млн лет назад.

7.7. Заключение о соотношениях активности литосферных источников рифтогенного магматизма и подлитосферных источников мантийного апвеллинга

На основе анализа временной смены источников вулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья принимается модель эволюции глубинных процессов, согласно которой:

1. Начальный вулканический эпизод восточной части плоскогорья 16–14 млн лет назад явился результатом высокотемпературного плавления слабо изотопно-обедненного перидотитового материала, поднявшегося по адиабате из глубокой части мантии, и сильно изотопно-обедненного Mg-пироксенитового материала нижней части литосферы.

2. Во временном интервале 14–9 млн лет назад вулканизм был обусловлен процессами «пассивного» рифтогенеза в западной части плоскогорья и «активного» – в восточной. «Пассивный» рифтогенез выражался в плавлении литосферного материала с примесью материала подстилающей астеносферы, «активный» – в плавлении материала внутренней части литосферы без участия астеносферного материала.

3. Структурная перестройка, произошедшая в Байкальской рифтовой системе в последние 9 млн лет, привела к прекращению рифтогенеза на Витимском плоскогорье. В результате релаксации и нивелирования утоненной литосферы под восточной частью территории, во временном интервале 1,1–0,6 млн лет назад излились выплавки из умеренно изотопно-обедненной астеносферы, контаминированной глубинным слабо изотопно-обедненным мантийным материалом.

Список литературы

1. *Ащепков И. В.* Глубинные ксенолиты Байкальского рифта / И. В. Ащепков. – Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1991. – 160 с.
2. *Беличенко В. Г.* Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения / В. Г. Беличенко, Н. К. Гелетий, И. Г. Бараш // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 10. – С. 1049–1059.
3. Биостратиграфия и условия накопления средне-позднемиоценовой вулканогенно-осадочной толщи Джилдиндинской впадины Западного Забайкалья / Г. П. Черняева [и др.] // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 4. – С. 460–471.
4. Включения пиропового и пироп-шпинелевого лерцолита из базанитов Витимского плоскогорья / Н. Я. Волянок [и др.] // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 228, № 3. – С. 693–696.
5. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 2000. – 288 с.
6. Калиева и калинатовая вулканические серии в кайнозой Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 351 с.
7. *Киселев А. И.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования / А. И. Киселев, М. Е. Медведев, Г. А. Головкин. – Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1979. – 197 с.
8. *Конов А. А.* Нефелиновые породы Саяно-Байкальской горной области / А. А. Конов. – Новосибирск : Наука, Сиб. отд-ние, 1982. – 201 с.
9. *Кутолин В. А.* К вопросу о порядке и температурах кристаллизации минералов в породах основного состава / В. А. Кутолин // Геология и геофизика. – 1966. – № 11. – С. 42–51.
10. *Логачев Н. А.* История и геодинамика Байкальского рифта / Н. А. Логачев // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 45. – С. 391–406.
11. Месторождения урана в палеодолинах Зауралья и Забайкалья / И. И. Лучинин [и др.] // Разведка и охрана недр. – 1992. – № 5. – С. 12–15.
12. *Моисеева А. И.* Расчленение континентальных отложений неогена Дальнего Востока по диатомеям / А. И. Моисеева // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1995. – Т. 3, № 5. – С. 92–103.
13. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне / И. В. Ащепков [и др.] // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 11. – С. 1162–1190.
14. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава / Т. А. Ясныгина [и др.] // Прикладная геохимия. – М., 2003. – Вып. 4 : Аналитические исследования – С. 48–56.
15. О стратиграфии и палинокомплексах раннекайнозойских отложений Витимского плоскогорья / Д.-Д. Б. Базаров [и др.] // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья. – Улан-Удэ, 1984. – С. 67–88.
16. Палинологический и диатомовый анализ осадков из позднекайнозойской долины Праамалата (Западное Забайкалье) / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 5. – С. 773–785.

17. *Рассказов С. В.* Базальтоиды Удокана / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд.-ние, 1985. – 142 с.
18. *Рассказов С. В.* Вулканизм и структура северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 4. – С. 60–70.
19. *Рассказов С. В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука, 1993. – 288 с.
20. *Рассказов С. В.* Кайнозойские базальты Витимского плоскогорья и определение их возраста / С. В. Рассказов, А. С. Батырмурзаев // Геология и геофизика. – 1985. – № 5. – С. 20–28.
21. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013620655 Кайнозойские вулканические породы Азии. База данных по химическому и изотопному составу / С. В. Рассказов, Т. А. Ясныгина, И. С. Чувашова, М. Е. Маркова. Заявка № 20113620317. Зарегистрировано в Реестре баз данных 27 мая 2013 г.
22. Стратиграфия кайнозоя Витимского плоскогорья: феномен длительного рифтогенеза на юге Восточной Сибири / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Гео, 2007. – 193 с.
23. *Чувашова И. С.* Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии / И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, С. Б. Брандт // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2010. – Т. 3, № 1. – С. 159–176.
24. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 2. – С. 115–136.
25. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts / A. V. Sobolev [et al.] // Nature. – 2005. – Vol. 434. – P. 590–597.
26. *Arndt N.* Komatiite / N. Arndt, C. M. Leshner, S. J. Barnes. – Cambridge University Press, 2008. – 458 p.
27. *Goncharov A. G.* Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: new data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia / A. G. Goncharov, D. A. Ionov // Contrib. Mineral. Petrol. – 2012. – Vol. 164. – P. 731–745 DOI 10.1007/s00410-012-0767-z
28. *Harris N. R.* Isotopic, geochemical, and geochronological constraints on the origin and evolution of Cenozoic volcanism, Baikal Rift Zone, Siberia / N. R. Harris. – PH dissertation, USA, Massachusetts Institute of Technology, 1998. – 440 p.
29. *Herzberg C.* Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins / C. Herzberg // Jour. Petrol. – 2011. – Vol. 52, N 1. – P. 113–146.
30. *Karato S-i.* On the origin of the asthenosphere / S-i. Karato // Earth Planet. Sci. Letters. – 2012. – Vol. 321–322. – P. 95–103.
31. *Le Bas M. J.* The IUGS systematics of igneous rocks / M. J. Le Bas, A. L. Streckeisen // J. Geol. Soc. London. – 1991. – Vol. 148. – P. 825–833.
32. *Litasov K.* Mantle evolution beneath the Baikal Rift / K. Litasov, H. Taniguchi. – CNEAS Monograph Series No. 5. Center for Northeast Asian Studies Tohoku University, 2002. – 221 p.
33. Morphology of *Actinocyclus* and *Lobodiscus* species from the Miocene deposits of the Vitim Plateau, Russia / M. Usoltseva [et al.] // Plant Ecology and Evolution. – 2010. – Vol. 143, N 3. – P. 352–364. doi: 10.5091/plecevo.2010.410
34. Petrogenesis of alkaline basaltoids from the Vitim plateau (Baikal rift zone) / S. V. Esin [et al.]. – Новосибирск : UIGGM SB RAS Press, 1995. – 58 p. (Preprint N 2).
35. *Sun S.-S.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication N 42 / eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. – 1989. – P. 313–345.
36. Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal Rift Zone / J. S. Johnson [et al.] // J. Petrol. – 2005. – Vol. 46, N 7. – P. 1309–1344.

Глава 8

ДИВЕРГЕНЦИЯ В ОБЛАСТИ СЛАБОГО РАСТЯЖЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ: РОЛЬ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ ЛАВ В ВУЛКАНИЗМЕ ПЛАТО ДАРИГАНГА

Эта область находится между Байкальской и Циркум-Ордосской рифтовыми системами, образующими субмеридиональную полосу дивергенции от оз. Байкал до полуострова Индокитай (см. рис. 3.1). Дивергенция выражается в растаскивании континентальных блоков полуострова в южном направлении. В настоящей главе рассматриваются соотношения состава лав с высокими и умеренными концентрациями MgO вулканического поля Дариганга, исследуется характер пространственного распределения высокомагнезиальных лав и при сравнительном анализе данных по петрогенным и малым элементам вулканических пород полей Дариганга и Ханнуоба обосновываются петрогенетические модели глубинного магматизма с однородной и контрастной магнезиальностью.

Аналитические исследования микроэлементного состава вулканических пород выполнены в лаборатории изотопии и геохронологии Института земной коры СО РАН (химик-аналитик М. Е. Маркова) методом ICP–MS на масс-спектрометре Agilent 7500se в рамках работы Байкальского аналитического центра коллективного пользования. Характеристика использованных методик приведена в работе [6]. Петрогенные элементы определены в аналитическом центре Института классическим «мокрым» методом (аналитики: Г. В. Бондарева и М. М. Самойленко).

8.1. Объект исследований

Вулканическое поле расположено в Юго-Восточной Монголии в координатах 113–115° в. д. и 44,5–45,0° с. ш. на приграничной территории с Китаем [1]. Продолжение вулканических проявлений на китайскую территорию имеет собственное название Абага [16] или Даленуор [28]. Вулканическая полоса Абага – Дариганга шириной около 100 км протягивается в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток на расстояние около 350 км.

На монгольской территории находится более 200 шлаковых и шлако-лавовых построек. По их пространственному распределению поле Дариганга разделяется на две половины: северо-западную, в которой постройки контролировались разломами северо-восточной ориентировки (азимут 45°), и юго-восточную, в которой постройки контролировались разломами восток-северо-восточной ориентировки (азимут 70°) (рис. 8.1).

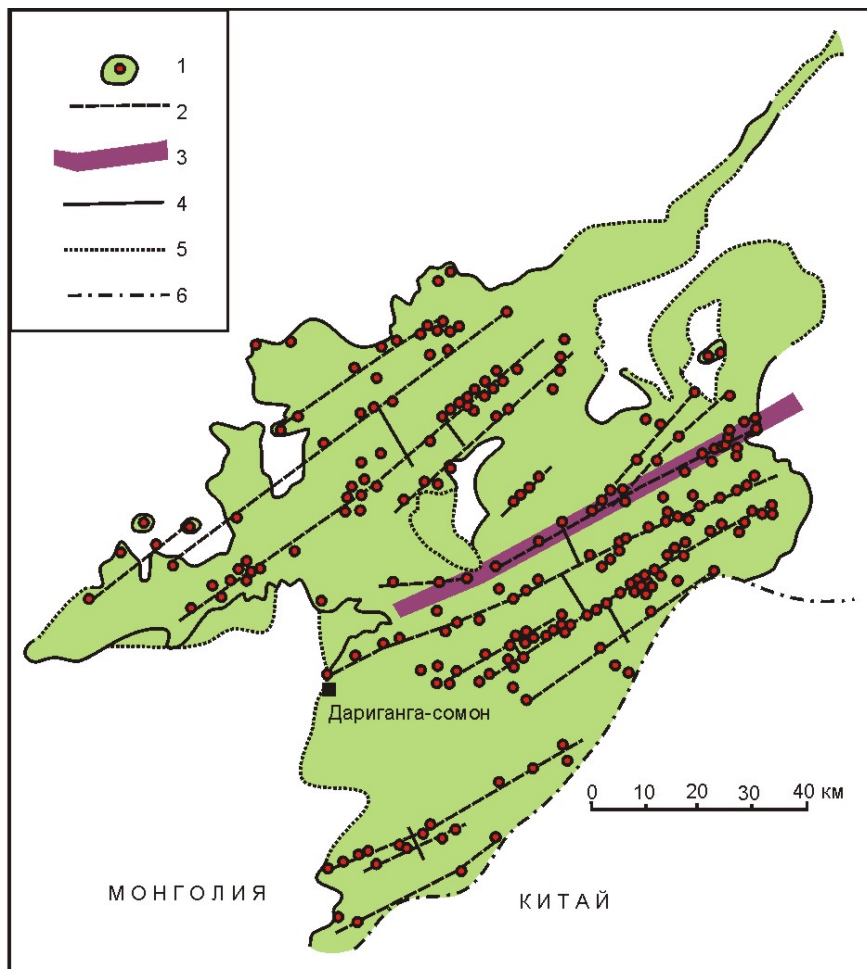


Рис. 8.1. Линейное распределение вулканических построек поля Дариганга. 1 – вулканы; 2 – предполагаемые разломы, соответствующие линиям вулканов; 3 – граница между территориями с разнонаправленными вулканическими линиями, ориентированными на северо-восток (азимут 45°) и восток-северо-восток (азимут 70°); 4–5 – границы лавовых потоков и покровов: установленные (4) и предполагаемые (5); 6 – государственная граница. Схема приведена по работе [1] с изменениями и дополнениями

Лавы юго-восточной части поля перекрывают поднятие с расчленённым рельефом хр. Нукут-Дабан, протягивающегося в северо-северо-восточном направлении вдоль северного края Северо-Китайского кратона и Солонкерского шва закрывшегося позднепалеозойского палеоокеана [34]. Лавы вулканов северо-западной части поля представляют собой аккумулятивное сооружение между Тамцакской и Онгонской впадинами, которые обозначают новейший предгорный прогиб, сопряжённый с поднятием хр. Нукут-Дабан (рис. 8.2). Бурения территории не проводилось, и глубина залегания фундамента в рифтовых впадинах под покровом лав неясна.

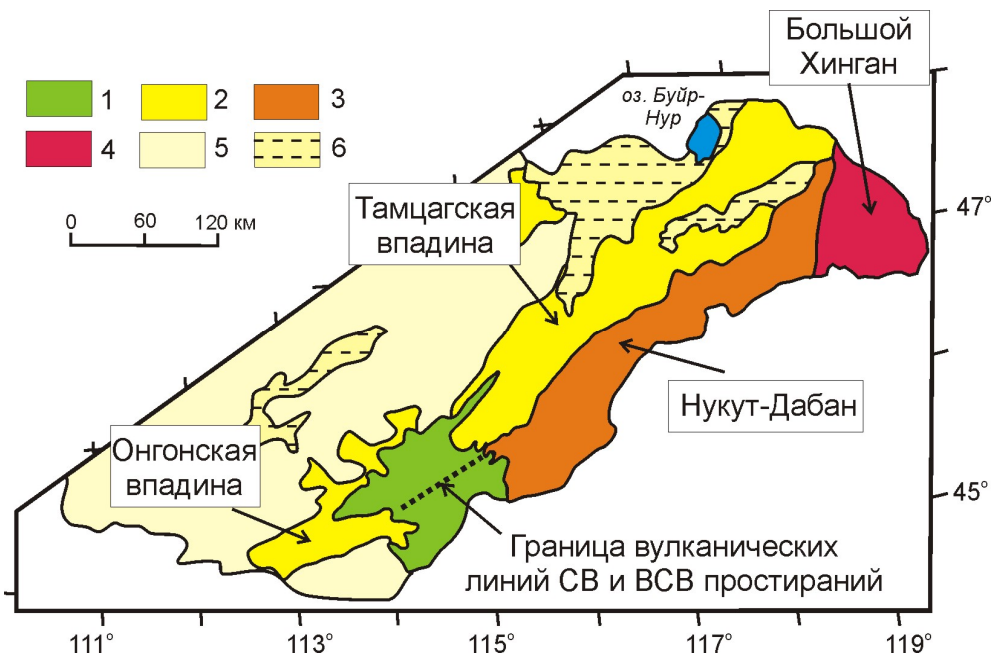


Рис. 8.2. Местоположение Дариганского вулканического поля в новейших структурах Юго-Восточной Монголии. 1 – Дариганское вулканическое поле; 2 – предгорный прогиб; 3–4 – поднятия северо-восточного (3) и субмеридионального (4) простирания; 5 – денудационная цокольная равнина; 6 – аккумулятивная равнина. Границы новейших структур приведены по работе [12]. Граница территорий с разнонаправленными вулканическими линиями поля Дариганга показана по рис. 8.1 как продолжение зоны перехода между поднятием хр. Нукут-Дабан и предгорным прогибом

Лавы Дариганского поля датируются интервалом миоцена – квартера. По имеющимся К–Аг-датировкам [5; 10], на поле Дариганга отсутствуют вулканические породы древнее 18 млн лет. Лавы поля Абага (Даленуор) относятся к плиоцену и квартеру [28].

8.2. Систематика вулканических пород: петрохимические отличия высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных составов

В. В. Кебезинская [3] рассматривала вулканические породы Дариганского поля как типичную натровую серию Азии, исходя из распространения в щелочных базальтоидах анортоклазовых мегакристаллов. При детальном опробовании вулканических аппаратов и лавовых потоков, выполненном А. Я. Салтыковским и Ю. С. Геншафтом [10], получен массив данных с интервалом SiO_2 от 39,9 мас. % (обр. 517/79, поток в 5 км севернее влк. Думду-Нарт-Ула, юго-восточный борт урочища Удын-Бурун-Шире) до 51,38 мас. % (обр. 5/76, поток влк. Асхатын-

Дзун-Цаган-Толгой). Приведение суммы петрогенных оксидов к 100 мас. % на классификационной диаграмме TAS (total alkalis – silica, без потерь при прокаливании) даёт интервал содержаний SiO_2 по массиву данных этих авторов от 40,75 до 52,03 мас. %. Исследуя соотношения калия и натрия в вулканических породах Дариганги с применением пространённых диаграмм, авторы пришли к выводу о несовершенстве «принципов выделения так называемых натриевых и калиевых серий щелочных пород по типам гавайских серий и ассоциаций щелочно-базальтовых пород островов Тристан-да-Кунья и Гоф... Мы полностью поддерживаем представления о принадлежности вулканических пород Дариганги к натриевой серии... Возможно, правильнее, придерживаясь современных рекомендаций, относить их к калий-натровой серии пород умеренной щелочности» [10, стр. 27].

В цитированной работе вулканические породы Дариганского поля отнесены к десяти петрохимическим типам: 1) кварцевым толеитам, 2) толеитам, 3) оливиновым базальтам, 4) щелочным оливиновым базальтам, 5) гавайитам, 6) муджиеритам, 7) нефелиновым базанитам, 8) нефелиновым гавайитам, 9) нефелиновым муджиеритам, 10) нефелиновым бенморитам. На вариационных диаграммах, включающих SiO_2 , сумму щелочей, Na_2O , K_2O , TiO_2 и Fe_2O_3 показано сплошное распределение фигуративных точек без какого-либо группирования.

В нашей коллекции образцов вулканических пород поля Дариганга нижний предел измеренных содержаний SiO_2 составляет 42,38 мас. % (обр. MN–09–1570, базальтовая линза в желтых туфах основания постройки Авгойт-Ула), верхний предел – 52,21 мас. % (обр. MN–09–1407, северная часть поля). Приведенные к 100 % концентрации SiO_2 на TAS-диаграмме (без потерь при прокаливании) равны, соответственно, 43,50 и 52,34 мас. % (рис. 8.3). Расхождение в содержаниях SiO_2 на нижнем пределе около 2,5 мас. % может быть связано с систематической ошибкой лаборатории. Совместное нанесение петрохимических данных на вариационные диаграммы делает тренды расплывчатыми, поэтому в настоящей работе результаты петрохимических анализов, приведённые А. Я. Салтыковским и Ю. С. Геншафтом, используются только для общей ориентировки, а все графики приводятся по результатам новых аналитических определений.

На рис. 8.3 фигуративные точки умеренномагнезиальных лав ($\text{MgO} = 3,0\text{--}11,0$ мас. %) из выборки новых аналитических данных также имеют сплошное распространение в области базанита–тефрита, трахибазальта и базальта. Основная высокомагнезиальная группа лав ($\text{MgO} = 11\text{--}14$ мас. %) концентрируется в нижней части поля базанита и в левой части поля трахибазальта с общим интервалом SiO_2 43,9–47,2 мас. % и суммой $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,9\text{--}5,9$ мас. %. Состав наиболее высокомагнезиального базальта (обр. MN–10–1726, $\text{MgO} = 15,8$ мас. %) отличается от этой группы пород низким содержанием суммы щелочей

($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4,3$ мас. %). Рой фигуративных точек умеренномагнезиальных пород перекрывает основную группу высокомагнезиальных базанитов и трахибазальтов и распространяется в верхнюю и правую области диаграммы. Таким образом, с учётом концентраций MgO , на TAS-диаграмме выделяется общий тренд расходящегося веера: наиболее магнезиальный базальт (обр. MN-10-1726) → основная группа высокомагнезиальных пород → умеренномагнезиальные породы.

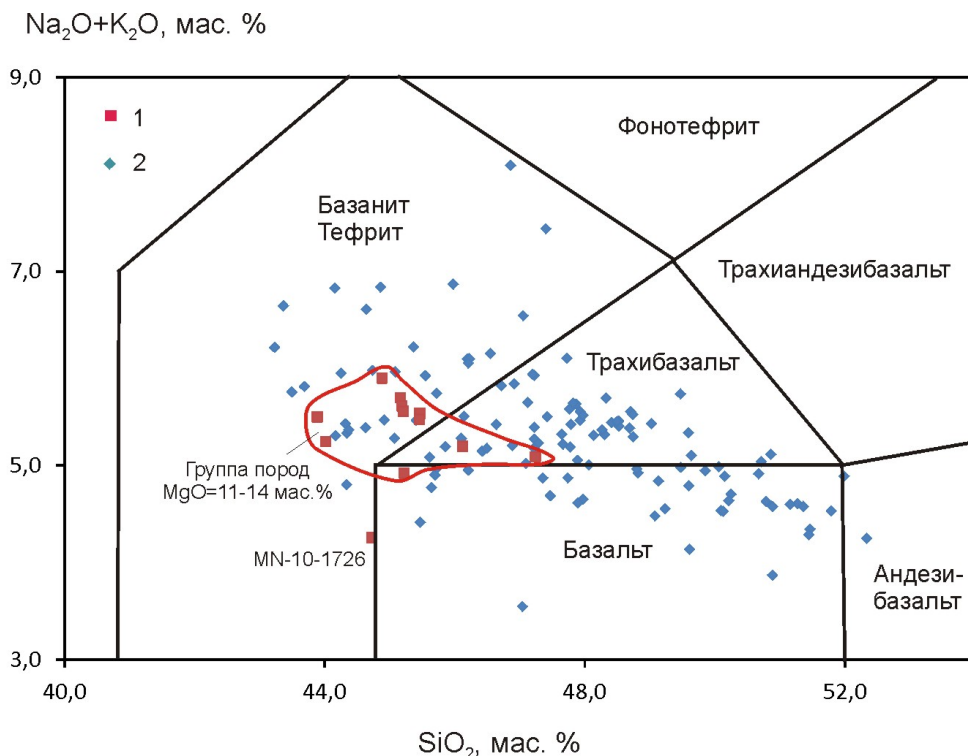


Рис. 8.3. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп вулканических пород Дариганского поля на классификационной диаграмме TAS (total alkalis – silica) Международного союза геологических наук. 1–2 – высокомагнезиальные (1) и умеренномагнезиальные (2) вулканические породы. Базанит отличается от тефрита содержанием MgO более 10 мас. %. Сумма петрогенных оксидов пересчитана на 100 мас. % без потерь при прокаливании (H_2O^- – просушка проб при 100 °С, H_2O^+ – отжиг при температуре 900 °С)

Наиболее магнезиальный базальт имеет самое низкое содержание K_2O (0,8 мас. %) (табл. 1). Основная группа высокомагнезиальных пород разделяется на две подгруппы с содержаниями этого оксида 1,1–1,3 и 1,8–2,3 мас. %. По значению $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,24$ наиболее магнезиальный базальт относится к натровой серии. В менее калиевой подгруппе (обр. MN-10-1723 и MN-09-1508) отношение этих оксидов увеличивается до интервала 0,27–0,38, а в более калиевой – до интервала 0,51–0,74 (рис. 8.4).

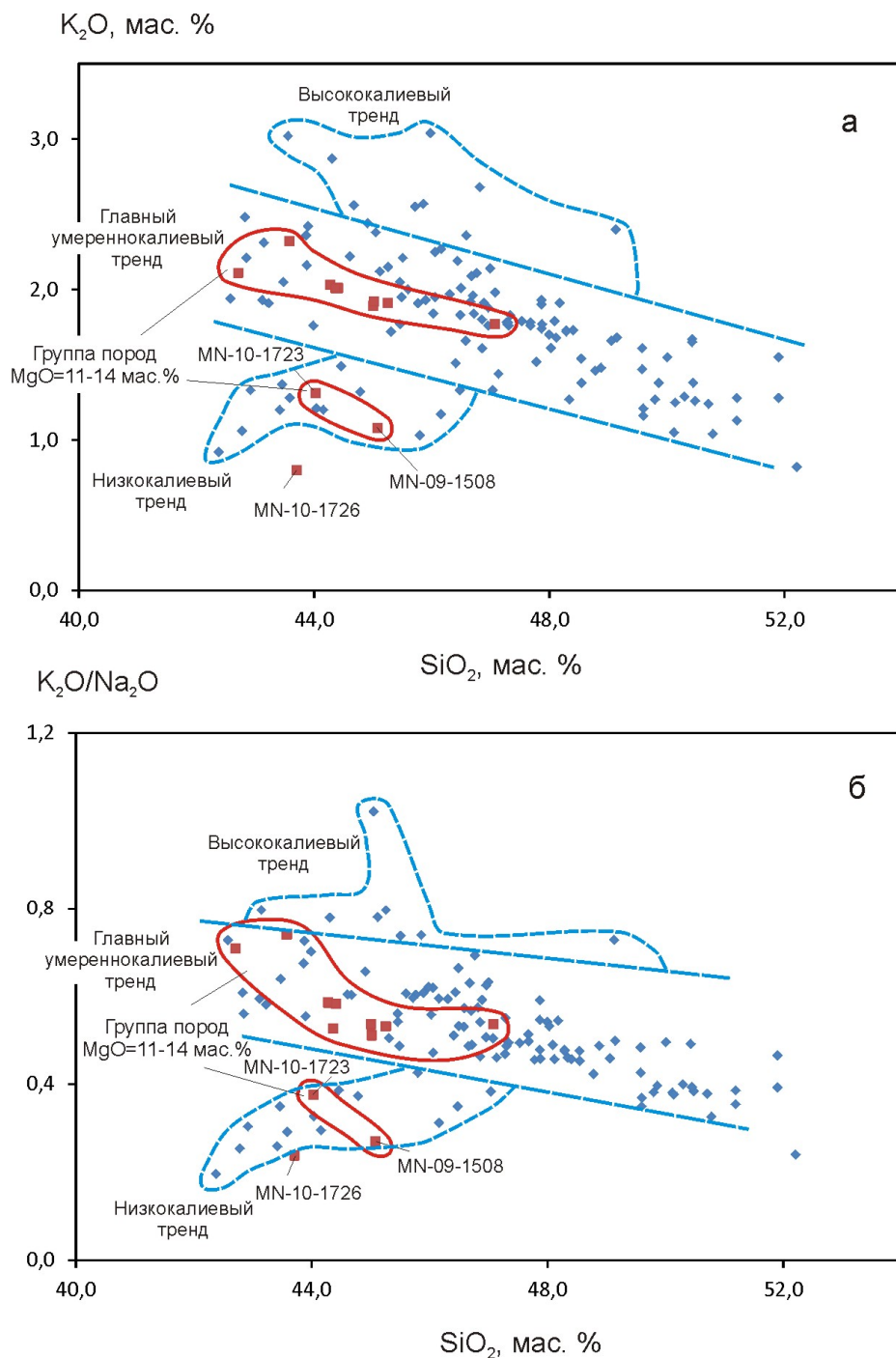


Рис. 8.4. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграммах $K_2O - SiO_2$ (а) и $K_2O/Na_2O - SiO_2$ (б). Усл. обозн. см. рис. 8.3. В умеренномагнезиальной группе голубыми субпараллельными штриховыми линиями выделен главный умереннокалиевый тренд, сопровождающийся боковыми второстепенными низкокалиевым и высококалиевым трендами, протягивающимися в области пониженных содержаний SiO_2

В группе умеренномагнезиальных пород отчётливо выделяется главный умереннокалиевый тренд, сопровождающийся боковыми второстепенными низкокалиевым и высококалиевым трендами, протягивающимися в области пониженных содержаний SiO_2 . Основная группа высокомагнезиальных пород занимает осевую часть главного тренда умеренномагнезиальных. Два менее калиевых высокомагнезиальных состава попадают на низкокалиевый тренд умеренномагнезиальной группы.

В координатах $\text{FeO/MnO} - \text{MgO}$ общий тренд «наиболее магнезиальный базальт → основная группа высокомагнезиальных пород → умеренномагнезиальные породы» ориентирован вдоль серии выплавов, образующихся при снижении степени частичного плавления высокомагнезиального пироксенита (рис. 8.5). Относительное смещение роя точек от этого направления вниз может свидетельствовать о примеси в источнике иного материала, состав которого пока не ясен. Важно подчеркнуть, что петрогенетическая модель плавления перидотита в случае вулканических пород поля Дариганга не применима.

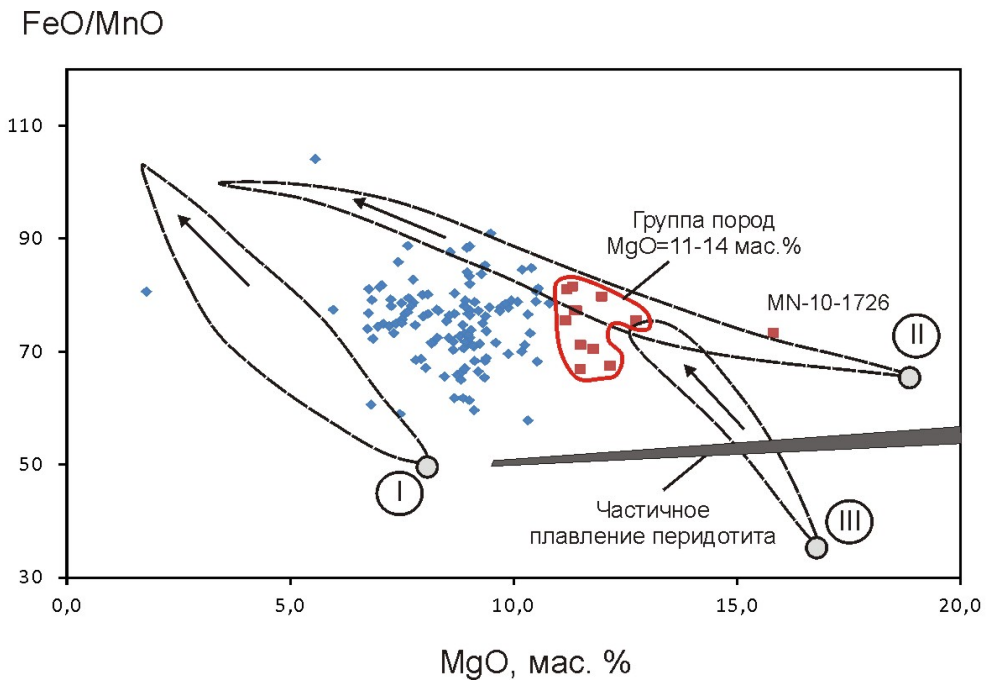


Рис. 8.5. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграмме $\text{FeO/MnO} - \text{MgO}$. Усл. обозн. см. рис. 8.3. Приведены тренды соотношений продуктов малой и высокой степени частичного плавления различных субстратов: I–III – исходные составы перидотитов и пироксенитов (кружки) и направления эволюции их выплавов (стрелки) при снижении степени частичного плавления, по экспериментальным данным [15; 22; 23; 31]: I – низкомагнезиальный пироксенит, II – высокомагнезиальный пироксенит, III – магнезиальный пироксенит с пониженным FeO/MnO

8.3. Совместимые и несовместимые элементы

При анализе наиболее магнезиального базальта MN-10-1726 поля Дариганга использовалось автоклавное разложение и определены сравнительно высокие концентрации совместимых элементов ($Ni = 589$ мкг/г, $Cr = 739$ мкг/г). В других образцах высокомагнезиальной группы с понижением содержания MgO концентрации Ni и Cr снижаются, соответственно, от 478 до 287 и от 460 до 346 мкг/г. Образцы этой группы с MgO ~ 11,3 мас. % характеризуются вариациями Ni от 287 до 425 и Cr от 346 до 445 мкг/г. При повышении MgO до интервала 11,8–12,7 мас. % содержания Ni повышаются до интервала 391–478 мкг/г, а Cr – до интервала 411–460 мкг/г. Среди умеренномагнезиальных лав отдельные образцы обнаруживают высокие концентрации Ni (до 460 мкг/г) и Cr (до 660 мкг/г). На диаграмме Cr – MgO образцы высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных базальтов образуют отдельные тренды (рис. 8.6).

Иные относительные вариации обнаруживают несовместимые элементы. В наиболее магнезиальном базальте определены сравнительно низкие концентрации Zr (206 мкг/г) и Rb (30 мкг/г). В породах тренда дифференциации концентрации Zr и Rb повышаются. В двух образцах определены пониженные концентрации Rb (18,7 и 10,2 мкг/г). Эти образцы относятся к низкокалиевой подгруппе высокомагнезиальных пород. Концентрации Rb умеренномагнезиальных пород низкокалиевого тренда также пониженные. Основная группа высокомагнезиальных лав сопоставляется по содержаниям Rb с породами главного умереннокалиевого тренда умеренномагнезиальных лав. Соответственно, в породах высококалиевого тренда концентрации Rb возрастают (рис. 8.7).

Вариации редкоземельных элементов высокомагнезиальных пород не выходят за пределы интервала вариаций умеренномагнезиальных пород. Редкоземельный спектр наиболее магнезиальной породы отличается от спектров основной группы магнезиальных пород относительным обеднением легкими членами ряда (рис. 8.8 а). Подобным образом соотносятся между собой и спектры микроэлементов вулканических пород, нормированных к составу недифференцированной мантии и выстроенных в порядке несовместимости. Исключение составляют аномально низкие концентрации U и Zr-Hf, полученные для наиболее магнезиального базальта (рис. 8.8, б).

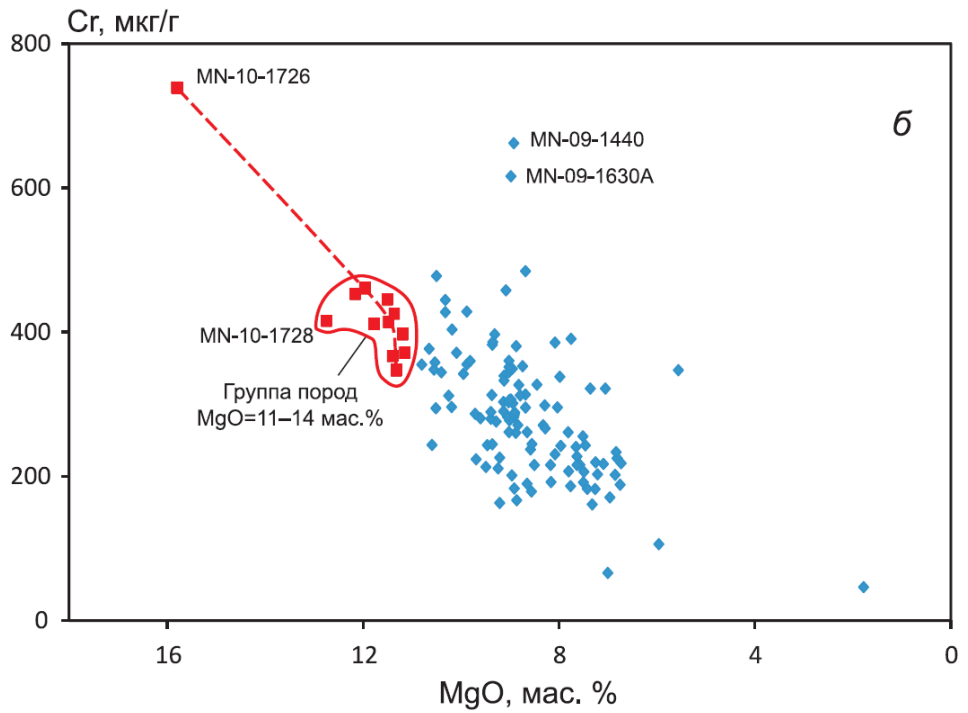
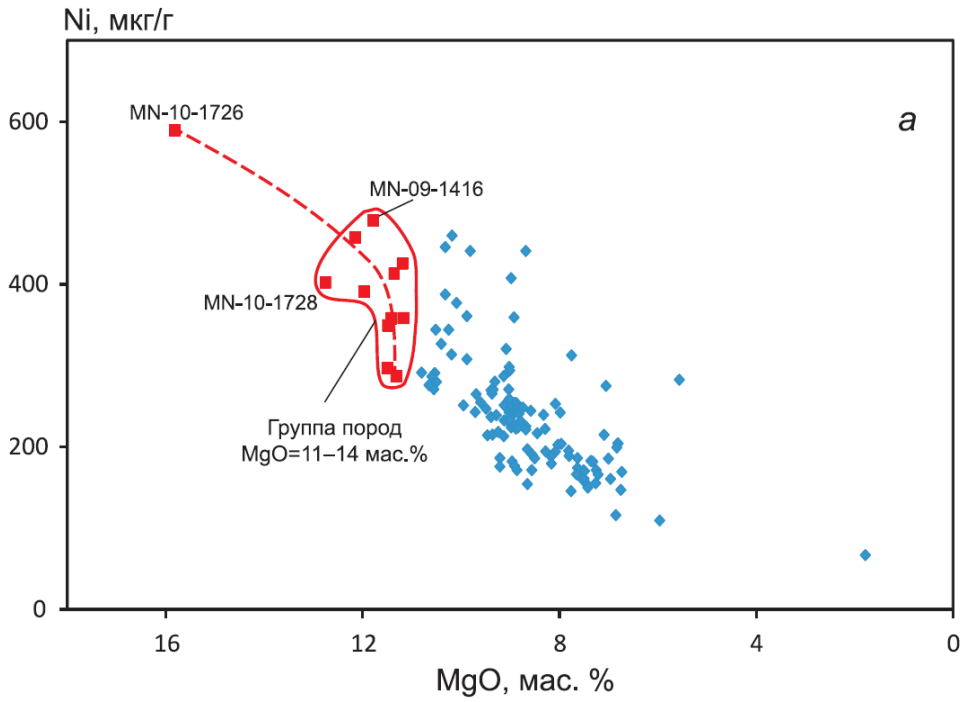


Рис. 8.6. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграммах Ni – MgO (а) и Cr – MgO (б).

Усл. обозн. см. рис. 8.3.

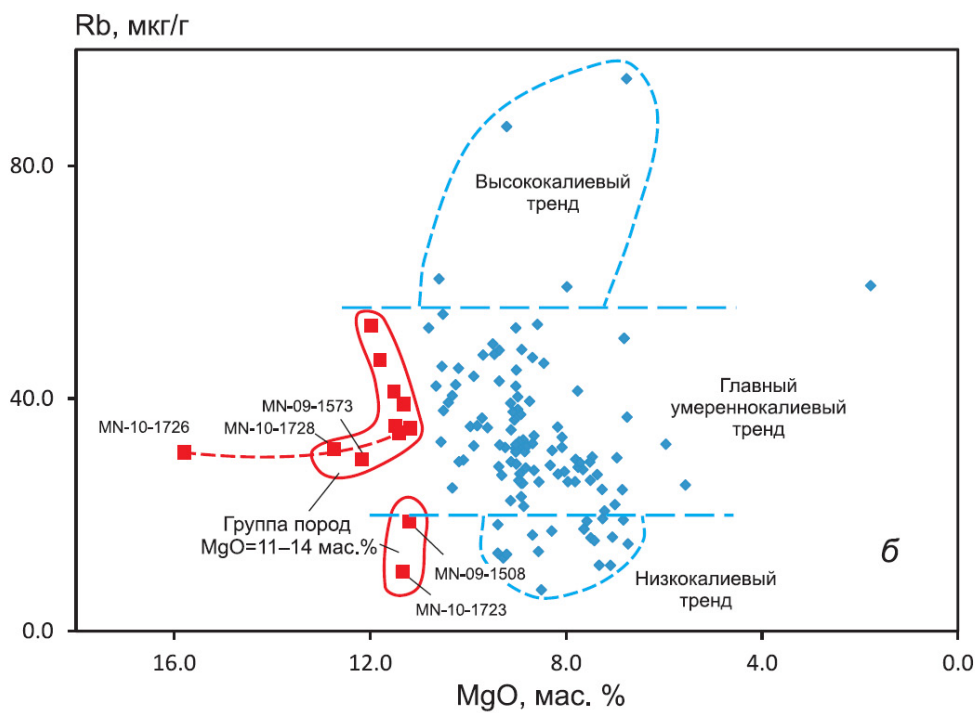
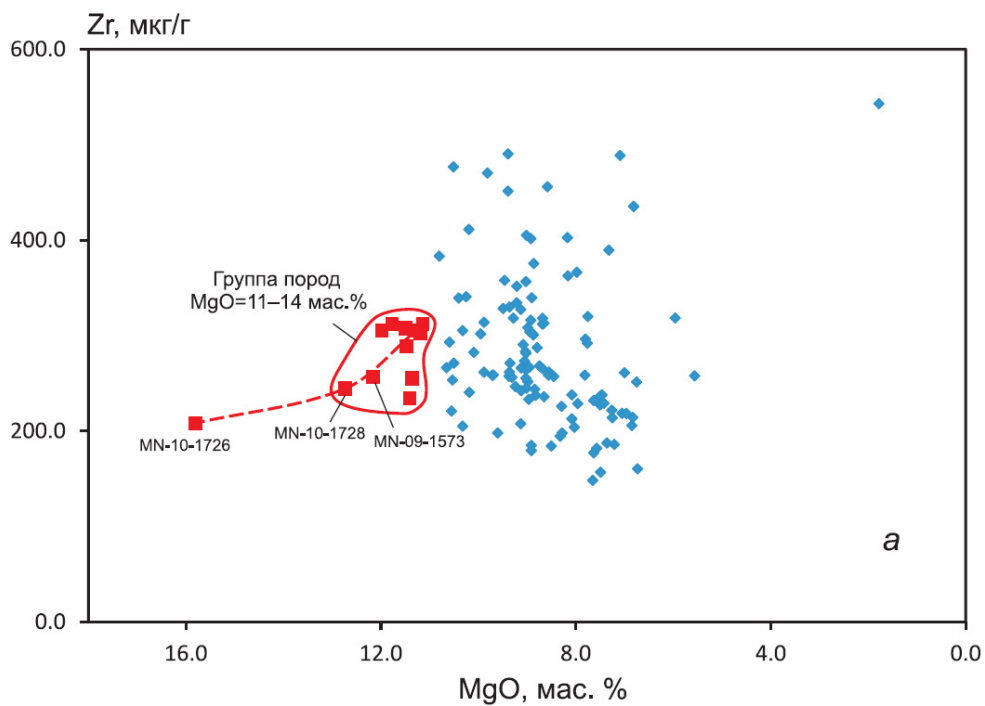
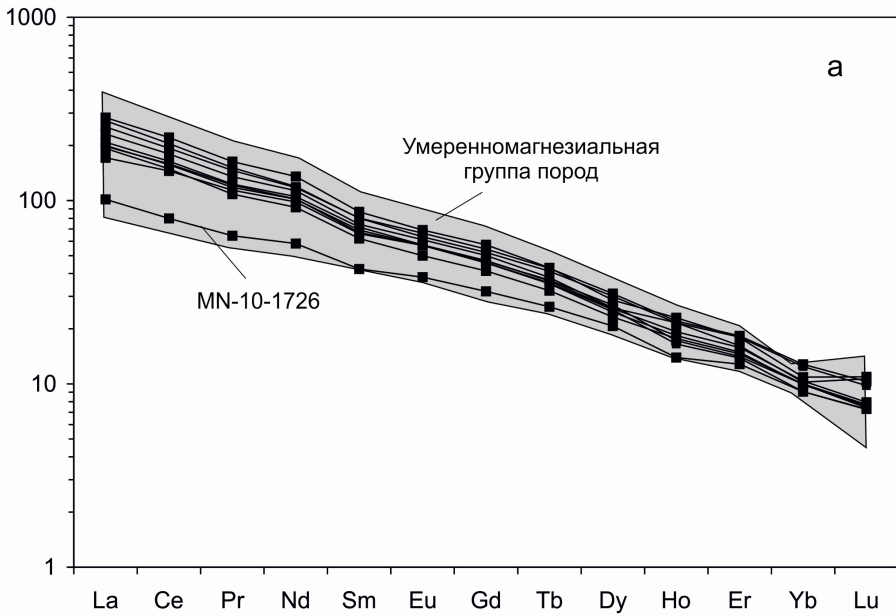


Рис. 8.7. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграммах Zr – MgO (а) и Rb – MgO (б). Усл. обозн. см. рис. 8.3

Порода/хондрит



Порода/пиролит

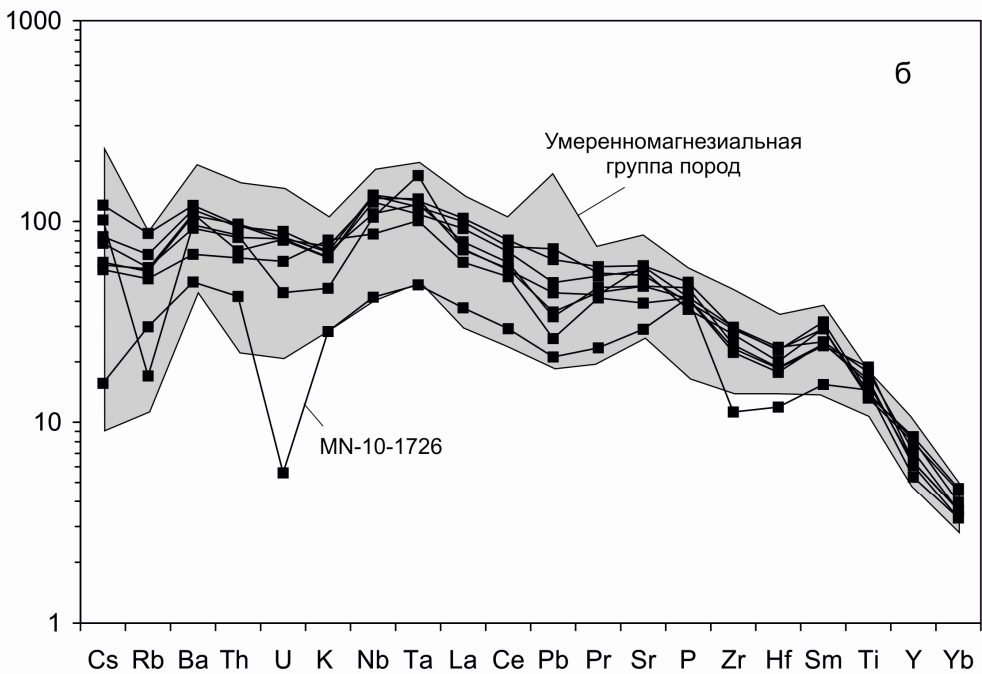


Рис. 8.8. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграммах редкоземельных спектров, нормированных к составу хондрита (а), и спектров микроэлементов вулканических пород, нормированных к составу недифференцированной мантии и выстроенных в порядке несовместности (б). Для нормирования использованы составы из работы [37]

Таблица 8.1

Химический состав высокомагнезиальных и двух ключевых образцов умеренномагнезиальных (MN-09-1570 и MN-09-1407) вулканических пород

№	1	2	3	4	5	6
№ образца	MN-09-1416	MN-09-1447	MN-09-1505	MN-09-1508	MN-09-1573	MN-09-1574
SiO ₂ , мас. %	45,14	45,02	42,71	45,08	47,08	44,28
TiO ₂	2,68	2,74	3,57	3,33	2,57	3,10
Al ₂ O ₃	11,87	12,05	11,99	11,40	12,00	11,49
Fe ₂ O ₃	4,29	1,90	2,55	6,01	2,05	2,69
FeO	8,11	10,32	9,78	6,75	9,63	9,81
MnO	0,16	0,18	0,16	0,15	0,17	0,15
MgO	11,88	11,49	11,16	11,19	12,16	11,32
CaO	9,11	9,52	9,21	8,26	8,34	8,85
Na ₂ O	3,57	3,76	2,98	4,00	3,30	3,47
K ₂ O	1,90	1,92	2,11	1,08	1,77	2,03
P ₂ O ₅	0,80	0,75	0,84	0,87	0,58	0,85
H ₂ O ⁻	0,11	0,05	0,36	0,22	0,10	0,37
H ₂ O ⁺	0,64	0,76	3,00	1,38	0,74	1,33
Сумма	100,24	100,46	100,42	99,72	100,49	99,74
Sc, мкг/г	31,2	24,2	20,9	21,1	22,0	20,5
V	253	258	269	240	245	219
Cr	436	414	371	396	452	346
Co	68	73	66	63	64	62
Ni	435	349	358	425	457	287
Rb	49,4	35,3	34,8	18,7	29,5	39,0
Sr	1064	1135	1187	916	897	1055
Y	35,6	36,5	30,8	31,6	30,5	31,9
Zr	309	287	312	302	257	306
Nb	82	82	86	77	73	80
Cs	0,94	0,62	0,48	0,89	0,24	0,42
Ba	798	610	722	579	544	717
La	61	60	47	49	46	55
Ce	117	118	96	100	91	110
Pr	12,7	13,6	11,0	11,4	10,1	12,5
Nd	52	54	47	48	42	52
Sm	10,9	11,9	10,2	10,6	9,2	11,0
Eu	3,3	3,7	3,2	3,2	2,8	3,4
Gd	9,8	10,8	9,1	9,4	8,2	10,0
Tb	1,3	1,4	1,2	1,3	1,2	1,4
Dy	6,8	7,6	6,1	6,3	5,7	6,4
Ho	1,1	1,2	1,0	1,1	1,0	1,2
Er	2,7	2,9	2,4	2,5	2,3	2,6
Yb	1,8	2,1	1,6	1,7	1,6	1,6
Lu	0,24	0,25	0,19	0,19	0,19	0,26
Hf	6,5	5,7	6,7	6,6	5,5	6,5
Ta	4,2	4,0	4,8	4,3	3,8	4,5
Pb	8,8	3,9	3,5	4,1	6,1	4,4
Th	7,2	6,6	5,7	5,9	5,2	6,5
U	1,62	1,66	1,65	1,55	0,81	1,63

Окончание табл. 8.1

№	7	8	9	10	11	12	13
№ образца	MN-09-1603	MN-10-1723	MN-10-1726	MN-10-1728	MN-10-1739	MN-09-1570	MN-09-1407
SiO ₂ , мас. %	44,41	44,03	43,71	43,58	44,36	42,38	52,21
TiO ₂	2,82	3,29	2,91	3,79	3,15	3,72	2,45
Al ₂ O ₃	11,43	10,68	9,65	10,80	10,83	12,01	13,67
Fe ₂ O ₃	3,04	4,89	4,72	4,22	4,21	5,43	1,11
FeO	9,36	7,97	7,48	9,04	8,58	8,56	9,33
MnO	0,17	0,16	0,16	0,17	0,16	0,18	0,13
MgO	11,50	11,36	15,81	12,74	11,40	8,86	7,65
CaO	9,11	9,51	8,54	8,83	9,66	9,92	8,43
Na ₂ O	3,45	3,48	3,36	3,14	3,82	4,69	3,42
K ₂ O	2,01	1,31	0,80	2,32	2,01	0,92	0,82
P ₂ O ₅	1,01	0,94	0,84	0,85	0,84	1,05	0,46
H ₂ O ⁻	0,39	0,57	0,33	0,08	0,19	0,40	0,07
H ₂ O ⁺	1,50	1,93	1,78	0,67	0,95	1,6	0,5
Сумма	100,20	100,12	100,09	100,23	100,16	99,8	100,2
Sc, мкг/г	19,2	17,7	18,1	17,7	17,9	23,9	19,8
V	202	228	239	223	231	245	207
Cr	445	425	739	415	367	166	241
Co	62	65	104	65	61	61	54
Ni	297	413	589	402	358	171	166
Rb	41,1	10,2	30	31,1	33,9	21,5	27,8
Sr	1200	948	801	781	947	1237	619
Y	35,1	26,1	23,4	27,2	27,2	35,1	25,8
Zr	308	255	206	245	234	376	148
Nb	89	69	62	57	72	104	35
Cs	0,66	0,80	0,53	0,45	0,49	1,53	0,30
Ba	755	635	536	453	707	783	345
La	67	47	40	41	51	69	26
Ce	135	97	79	89	104	137	57
Pr	15,1	11,3	9,4	10,6	11,9	15,2	6,9
Nd	62	47	40	45	48	63	29
Sm	12,9	9,9	8,2	9,8	10,0	13,1	7,3
Eu	3,9	3,2	2,5	3,2	3,3	4,1	2,4
Gd	11,4	9,1	7,6	9,3	9,4	11,8	7,2
Tb	1,5	1,1	1,0	1,1	1,1	1,6	1,0
Dy	7,0	6,2	5,0	6,6	6,6	7	5
Ho	1,3	0,9	0,7	0,9	0,9	1,3	0,9
Er	2,9	2,2	1,9	2,3	2,3	2,9	2,3
Yb	1,8	1,5	1,1	1,6	1,6	1,8	1,7
Lu	0,27	0,18	0,15	0,18	0,18	0,29	0,22
Hf	6,5	5,3	5,4	5,2	5,0	8,3	3,9
Ta	4,7	6,3	3,8	3,7	4,5	6,1	2,1
Pb	5,1	2,8	1,4	2,1	2,6	13,7	3,6
Th	7,5	6,8	4,7	5,2	7,7	8,7	3,8
U	1,81	0,90	1,11	1,28	1,70	1,32	0,41

8.4. Пространственное распределение высокомагнезиальных лав

Высокомагнезиальные лавы Дариганского поля образуют субширотную и две северо-восточные (СВ) зоны (рис. 8.9). Субширотная зона протрассирована от вулкана Авгойт-Ула на западе до вулкана Сэнджитийн-Ундэр на востоке, на расстояние не менее 110 км. Одна из СВ-зон сочленяется с западным окончанием субширотной зоны на вулкане Авгойт-Ула и протягивается на северо-восток до вулкана Хорцо-Ула, на расстояние не менее 90 км. Другая СВ-зона пересекает субширотную на вулканах Будун-Толгой, Хагдат-Толгой и Сэнджитийн-Ундэр.

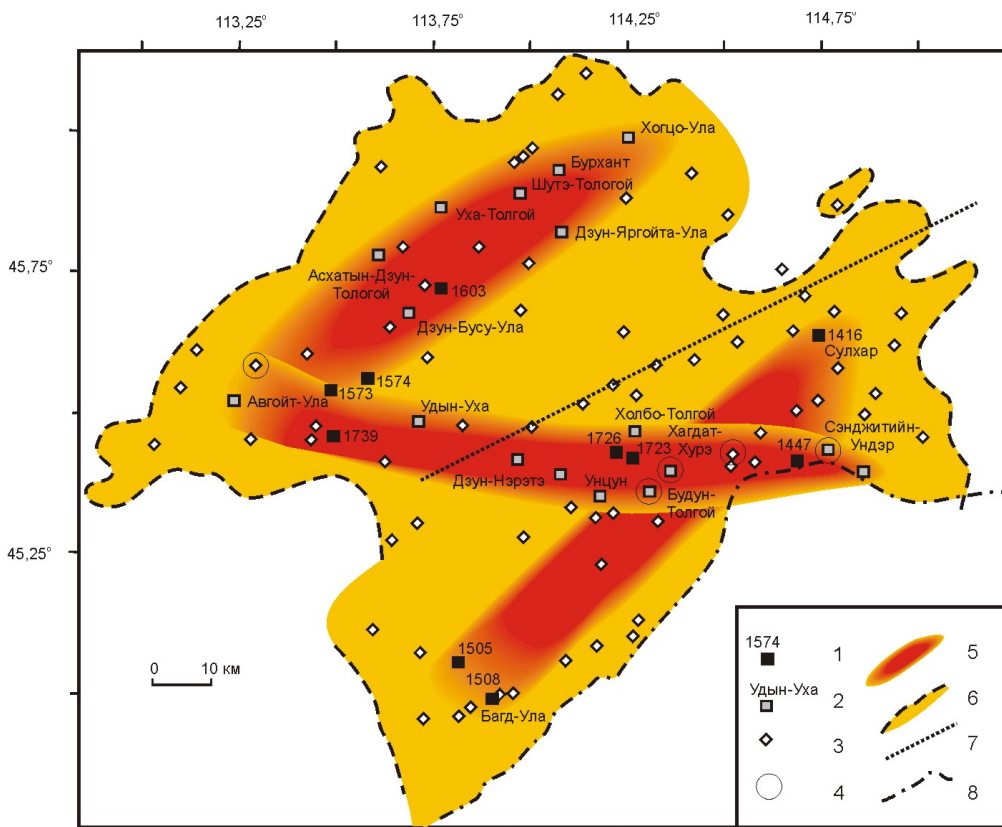


Рис. 8.9. Схема пространственного распределения высокомагнезиальной (высокотемпературной) и умеренномагнезиальной (с меньшими температурами) групп пород Дариганского поля. 1 – высокомагнезиальные породы (табл. 1); 2–3 – высокомагнезиальные (2) и умеренномагнезиальные (3) породы, по данным из работы [10] и новым данным авторов; 4 – находки включений граната [10]; 5 – зона высокомагнезиальных лав; 6 – контур вулканического поля – распространение умеренномагнезиальных лав; 7 – граница между территориями с разнонаправленными вулканическими линиями, ориентированными на северо-восток (азимут 45°) и восток-северо-восток (азимут 70°) (см. рис. 8.1); 8 – государственная граница

На южном окончании этой СВ-зоны находятся высокомагнезиальные лавы группы вулканов Бага-Ула, на северном окончании – лавы вулкана Сулхар. Протяженность СВ-зоны Бага-Ула – Сулхар сопоставима с протяженностью СВ-зоны Авгойт-Ула – Хорцо-Ула. Ширина выделенных зон высокомагнезиальных базальтов составляет 10–20 км.

СВ-зона Авгойт-Ула – Хорцо-Ула находится в северо-западной половине поля, а СВ-зона Бага-Ула – Сулхар – в юго-восточной половине. Субширотная зона Авгойт-Ула – Сэнджитийн-Ундэр расположена в основном в юго-восточной половине поля и протягивается в юго-западную часть северо-западной половины. На пересечениях субширотной зоны зонами северо-восточного простиранья находятся вулканы с лавами, содержащими включения граната.

8.5. Обсуждение

8.5.1. Соотношения высокомагнезиальных и умеренномагнезиальных пород на кайнозойских вулканических полях Азии

В Азии высокомагнезиальные и умеренномагнезиальные лавы либо разобщены во времени и пространстве, либо тесно связаны между собой. Так, рассредоточенные извержения высокомагнезиальных оливиновых меланефелинитов ($MgO = 11–13$ мас. %) проявились в центральной и северо-восточной частях хр. Хэнтэй около 3 млн лет назад без сопровождения менее магнезиальными лавами [8]. В Центральной Монголии и Восточном Саяне, наоборот, высокомагнезиальных лав не обнаружено, а все проанализированные образцы имеют умеренномагнезиальный состав [2; 3; 9]).

В ряде случаев извержения высокомагнезиальных лав обозначали начало вулканической деятельности территорий, продолжавшейся затем извержениями умеренномагнезиальных лав миллионы лет, иногда – до полутора десятка млн лет. Так, на Удоканском поле Северного Забайкалья первые извержения представлены извержениями оливиновых мелалейцититов около 14 млн лет назад, а затем, начиная с 8 млн лет назад до голоцена включительно, – умеренно- и высокощелочными дифференцированными сериями щелочной оливиновый базальт – трахит и базанит – нефелиновый муджиерит. В разрезах вулканических толщ отмечены единичные лавовые слои высокомагнезиального состава [7; 13]. На Шкотовском поле Южного Приморья после продолжительного перерыва (начавшегося 22–21 млн лет назад) около 15–14 млн лет назад имела место фаза извержений высокомагнезиальных оливиновых лейцититов, а последующий вулканизм различного состава, от базальтов до

андезитов, продолжался с 13 до 3 млн лет назад [2; 4; 33]. На поле Келуо в Северо-Восточном Китае извержения высокомагнезиальных оливинных лейцититов произошли около 9,6 млн лет назад, сменившись около 7 млн лет назад извержениями менее магнезиальных лав калиевой и переходной к калинатровой серий [11; 32].

Дариганское поле представляет собой случай распределения высокомагнезиальных лав в линейные зоны при общем фоновом распределении умеренномагнезиальных лав. Для выяснения особенностей, способствовавших проявлению высокомагнезиального магматизма линейных зон, обратимся сначала к модели магматизма провинции Ханнуоба Северо-Восточного Китая, а затем проведем сравнительный анализ данных по составу вулканических пород полей Дариганга и Ханнуоба.

8.5.2. Модельные петрогенетические построения для вулканических пород поля Ханнуоба

Лавовые слои миоценового возраста толеитового, щелочно-базальтового и переходного состава на поле Ханнуоба беспорядочно перемежаются между собой. Среди щелочных базальтов выделяются примитивные и эволюционированные (evolved) [18; 35]. В первичной интерпретации авторов цитированных работ микроэлементные и изотопные характеристики базальтов Ханнуобы сопоставлялись с характеристиками конечных компонентов океанических базальтов. Щелочные базальты рассматривались как выплавки из астеносферы, а толеитовые – как компонент ЕМ1 из астеносферного апвеллинга или континентальной литосферной мантии. По аналогии с соотношениями общего обогащённого астеносферного компонента с компонентами литосферы и слэба в лавах Северо-Восточного Китая на диаграммах изотопов Sr и Pb [2, 11], мы предполагаем, что в лавах провинции Ханнуоба также отражена динамика двух уровней: 1) границы литосферы и астеносферы и 2) подлитосферной части мантии.

В координатах изотопов Sr и Pb (рис. 8.10) фигуративные точки толеитовых базальтов Ханнуобы образуют тренды, подобные трендам калинатровых выплавок вулканического поля Нуоминхе западной части провинции Хелунцзян Северо-Восточного Китая и синтетическому тренду калиевых выплавок из подошвы литосферы центральной части этой же провинции. Последние имеют место на различных вулканах полей Келуо и Удалианчи. Тренд щелочных и переходных базальтов Ханнуобы подобен синтетическому тренду калинатровых выплавок из слэбового материала, погруженного в конвектирующую астеносферу. Эти выплавки распространены на полях Северо-Восточного Китая: Чанбай, Лонг-Ганг, Жингпоху и Куандиан.

Изотопно-обеднённый материал Ханнуобы имеет подлитосферное (наиболее глубинное) происхождение и выступает в смешении с мате-

риалом конвектирующей астеносферы. Мы связываем источник щелочных базальтов Ханнуобы с Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалией, установленной в модели S-волн на глубине около 250 км. Предполагая в данном случае зарождение щелочно-базальтовых магм из достаточно глубокого источника, мы рассматриваем его материал как компонент обедненной подлитосферной (depleted sub-lithospheric или DSL) мантии. Компонент астеносферы характеризуем отношениями $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704791$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512806$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,565$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,458$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,619^*$.

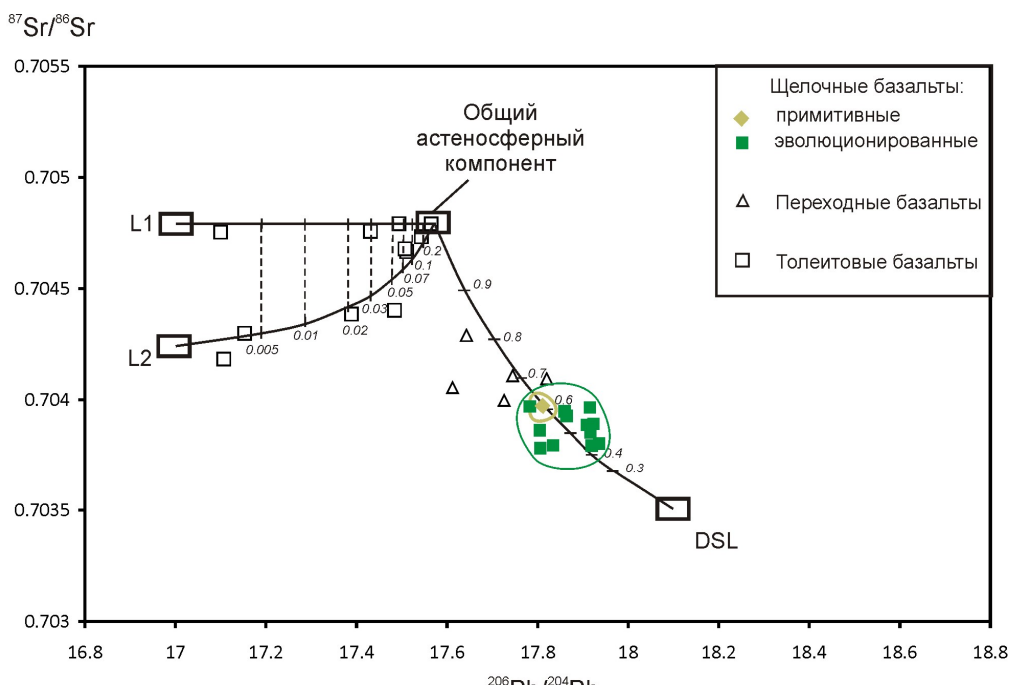


Рис. 8.10. Соотношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 - ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в миоценовых вулканических породах провинции Ханнуоба Северного Китая. Показаны рассчитанные кривые смешения общего изотопно-обогащенного астеносферного компонента с изотопно-обогащенным и обедненным компонентами литосферной мантии L1, L2 и подлитосферным изотопно-обедненным компонентом DSL. Цифрами обозначены доли общего компонента. Коэффициенты распределения (включая рис. 8.12): Ol, Орх, Gt – [19]; Срх – [20] (Yb, La, Sr), [21] (Pb); Ар – [24]. Использованы данные из работы [35]

* По результатам представительных аналитических работ [35], астеносферный компонент Ханнуобы определяется в группе толеитовых базальтов составом обр. D-5 с максимальными значениями отношений $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704791$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 17,565$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,458$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37,619$ и минимальным значением отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512806$. В работах [30; 36] приведено более высокое $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70497$ и более низкое $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51268$ для толеитового базальта обр. D-52 при сравнительно низких отношениях изотопов Pb. Расхождение результатов измерений в двух исследованиях могут быть связаны с различными методиками подготовки проб для изотопного анализа. В измерениях изотопов Sr и Nd в работе [35] применялась предварительная кислотная обработка проб, а в работах [30; 36] такой обработки не проводилось. Для построения модели смешения компонентов рис. 8.10 используются только данные из работы [35].

Выявляются отличия по пропорциям астеносферных компонентов и участвующих в смешении компонентов литосферной и подлитосферной мантии. В Северо-Восточном Китае доля астеносферного материала в литосферных выплавках под центральной частью провинции Хелунцзян не превышала 9 %, а под территорией, расположенной восточнее, варьировала в самых разных пропорциях. В Северном Китае (провинция Ханнуоба), наоборот, астеносферный материал варьировал в разных пропорциях при смешении с литосферным материалом (компонентами L1 и L2) и выступал в фиксированных, приблизительно равных количествах при смешении с обедненным подлитосферным материалом (компонентом DSL) (см. рис. 8.10).

На вариационной диаграмме изотопов Sr и Pb точки переходных базальтов Ханнуобы несколько смещены от линии смешения астеносферного и обедненного подлитосферного материала по направлению к линиям смешения астеносферного и литосферного материала. Смещение отражает действительно переходный характер образования этих пород – появление в гибридном астеносферно-подлитосферном материале примеси гибридного астеносферно-литосферного материала.

Сильное плавление астеносферы на границе с литосферой под провинцией Ханнуоба было вызвано влиянием подлитосферных процессов, выраженных в одновременной активности глубинного подлитосферного источника DSL. Иными словами, плавление астеносферы усилилось под подошвой литосферы вследствие привноса тепла порцией материала, которая могла быть результатом адиабатических процессов, инициированных на глубоком уровне подлитосферной мантии (~250 км).

8.5.3. Сопоставление вулканических пород полей Ханнуоба и Дариганга

Разноглубинное происхождение толеитовых и щелочных базальтов Ханнуобы подтверждается распределением точек в координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ (рис. 8.11 *a*). Щелочные эволюционированные базальты представляют собой выплавки из источника с высоким содержанием граната, а толеитовые базальты – из безгранатового источника. Переходные базальты – производные источника с большой долей клинопироксена и малой – граната ($Cr_x - 30$ %, $Gt - 1$ %). Для примитивных щелочных базальтов определен источник с малым содержанием граната и высоким содержанием оливина (на 10–13 % выше, чем в источнике эволюционированных щелочных базальтов). По модели равновесного частичного плавления доля расплава в источнике толеитовых базальтов – 20–35 %, переходных – 10–25 %, примитивных щелочных – 5–6 %, эволюционированных щелочных – 2–5 %. В модельных источниках рассчитаны доли минералов (100 %): $Or_x - 25$ %, Cr_x , Gt , Ap – приведены на графике, остальное составляет $O1$.

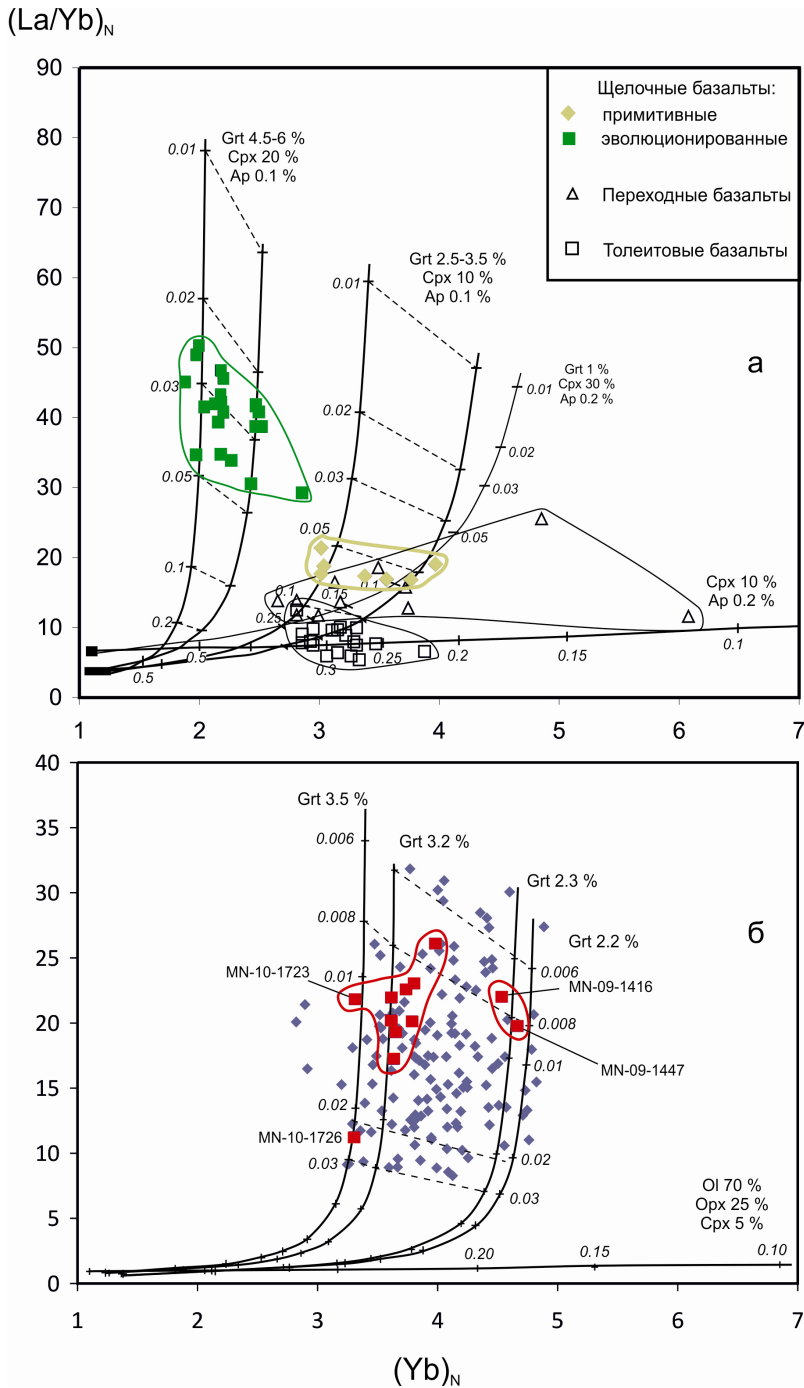


Рис. 8.11. Соотношение $(La/Yb)_N - Yb_N$ в миоценовых вулканических породах поля Ханнуоба (а) и в миоцен-четвертичных поля Дариганга (б). Цифрами на кривых показана степень частичного плавления F. Штриховыми линиями соединены точки с одинаковыми F для источников, отличающихся только содержаниями граната и оливина (см. текст). Два образца андезибазальтов Дариганги на рис. 8, б не нанесены. Для рис. 8, а использованы данные из работы [18]. Нормирование выполнено по составу недифференцированной мантии [37]. При моделировании плавления использованы коэффициенты распределения из литературных источников, приведенных на рис. 8.10.

По малой роли граната в источнике, группа щелочных примитивных базальтов резко отделена от группы щелочных эволюционированных базальтов и сближена с группами переходных и толеитовых базальтов. Из этих соотношений следует, что только эволюционированная часть щелочнобазальтовых расплавов образовалась в глубокой части мантии, а их примитивная часть явилась результатом адиабатического поднятия материала на малоглубинный уровень под подошву литосферы. Мы предполагаем, что привнос тепла, выраженный в слегка повышенных ликвидусных температурах примитивных составов, способствовал развитию процессов плавления в малоглубинной мантии на границе астеносферы и литосферы.

Охарактеризованные соотношения изотопов и микроэлементов лав Ханнуобы свидетельствуют об отчётливом проявлении активного характера мантийных процессов – активизации малоглубинной мантии вследствие поднятия глубинного материала.

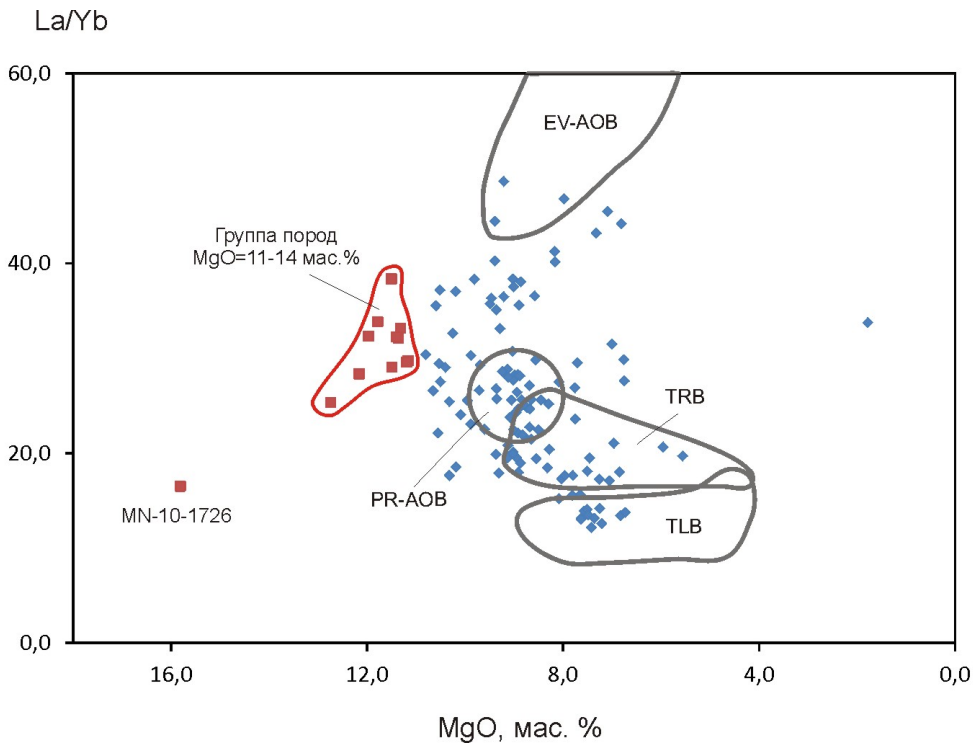


Рис. 8.12. Соотношения высокомагнезиальной и умеренномагнезиальной групп пород Дариганского поля на диаграмме $La/Yb - MgO$. Усл. обозн. см. рис. 8.3. Для сравнения нанесены фигуративные поля вулканических пород Ханнуобы: щелочные оливиновые базальты эволюционированные (EV-AOB) и примитивные (PR-AOB), переходные базальты (TRB) и толеитовые базальты (TLB)

Подобные магмообразующие процессы, по-видимому, имели место в миоцене – квартере и под вулканическим полем Дариганга, но реализовались иначе. В координатах $(La/Yb)_N - Yb_N$ выявляется равномерное распре-

деление фигуративных точек пород между модельными линиями с содержаниями граната в источниках от 2,2 до 3,5 % при вариациях степени частичного плавления от 0,5 до 3,0 %. Вся совокупность излившихся лав была производной единой области магмообразования. В отличие от мантийных источников Ханнуоба, в модельных источниках Дариганги понижено содержание клинопироксена (до 5 %), и отсутствует апатит.

В координатах $La/Yb - MgO$ с лавами поля Ханнуоба сопоставляются умеренномагнезиальные лавы поля Дариганга. Непрерывный рои точек перекрывает разрыв между группами эволюционированных щелочных оливиновых базальтов (EV–АОВ) и примитивных щелочных оливиновых базальтов (PR–АОВ) в форме углового тренда, направленного острием на высокомагнезиальные лавы Дариганги. Верхняя ветвь углового тренда достигает пространства эволюционированных щелочных базальтов поля Ханнуоба. Только три точки дариганских лав попадают в поле EV–АОВ. Нижняя ветвь углового тренда перекрывает фигуративные поля PR–АОВ и TRB. Далее концентрированная группа дариганских точек достигает поля TLB Ханнуоба (рис. 8.12).

Из приведённых данных следует, что магматические процессы Ханнуоба и Дариганги в целом имели единую природу. Отличие заключалось в том, что на первой территории была представлена контрастная ассоциация лав (группа EV–АОВ и группы PR–АОВ, TRB, TLB), на второй – недостающее звено, т. е. промежуточная непрерывная серия, объединившая контрастные члены ассоциации между собой. Высокомагнезиальные лавы поля Дариганга выступают в контексте общей модели как дополнение к промежуточному угловому тренду умеренномагнезиальных лав.

8.5.4. Обобщённая петрогенетическая модель

Итак, мы принимаем гипотезу, согласно которой группы щелочных и переходных базальтов Ханнуоба были производными смешения астеносферного изотопно-обогащенного и глубинного изотопно-обеднённого компонентов, а группа толеитовых базальтов – производной смешения того же астеносферного компонента с материалом литосферы. В случае Дариганги нужно признать, с одной стороны, постепенный переход между подлитосферным и литосферным материалом и, с другой стороны, – действие дополнительного фактора, обеспечившего проникновение на земную поверхность из области магмообразования высокомагнезиальных (высокотемпературных) расплавов.

Согласованность геохимических данных об источниках вулканических пород полей Ханнуоба и Дариганга, подчёркивающая в то же время своеобразие обстановок глубинных процессов, даёт возможность развить обобщённую петрогенетическую модель, процессов протекавших над осевой частью Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии (рис. 8.13).

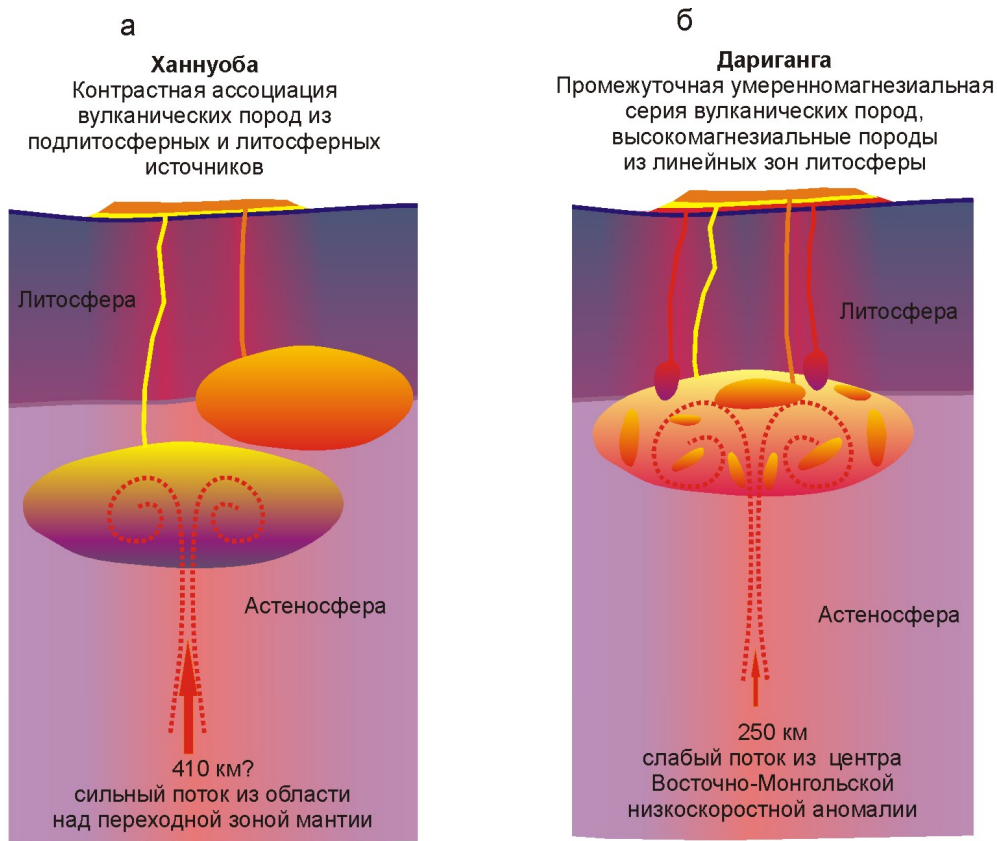


Рис. 8.13. Схемы маглообразования под вулканическими полями Ханнуоба (а) и Дариганга (б). 1 – магматический источник смеси изотопно-обогащенного астеносферного материала, подстилающего подошву литосферы, и более глубинного изотопно-обеднённого материала; 2 – магматический источник смеси такого же астеносферного материала с материалом литосферы; 3 – перемешанный литосферный и подлитосферный материал промежуточного (умеренномагнезиального) состава; 4 – высокомагнезиальные выплавки в линейных зонах литосферы; 5 – восходящий мантийный поток

Контраст ассоциации пород Ханнуобы обусловлен пространственной обособленностью подлитосферных источников от источников основания литосферы, т. е. зарождением магм на двух глубинных уровнях. Активное адиабатическое поднятие материала сопровождалось его частичным декомпрессионным плавлением существенно ниже подошвы литосферы с вовлечением в плавление материала окружающей мало-глубинной астеносферной мантии. Созданная благодаря этому процессу плавучесть частично расплавленного материала превышала плавучесть

кристаллических фаз вмещающей астеносферной мантии. В результате расплав высвобождался из матрицы, мигрировал вверх и изливался на земной поверхности. Привнос тепла способствовал концентрации процессов плавления на подошве литосферы. Образовавшиеся расплавы также оказывались достаточно плавучими, чтобы мигрировать из области магмообразования с излиянием на земной поверхности.

Непрерывность умеренномагнезиальной серии поля Дариганга отражает пространственное единство магмообразующих процессов. Узкий интервал содержаний граната в источниках расплавов этого поля, по результатам микроэлементного моделирования (см. рис. 8.11), свидетельствует о вовлечении в однородное плавление материала восходящего мантийного потока с глубин, сопоставимых с минимальными глубинами магмообразования Ханнуоба у подошвы литосферы. Малая глубина выплавов явилась следствием более слабого (с меньшим теплосодержанием, чем под полем Ханнуоба) глубинного мантийного потока, изначально поднимавшегося под полем Дариганга. Для того чтобы началось декомпрессионное плавление в ослабленном восходящем потоке, он должен был достигнуть подошвы литосферы, инициируя плавление непосредственно в соприкосновении с ней. Образовавшийся ряд частичных выплавов с высокой плавучестью отделялся от области магмообразования в сочетании с высокомагнезиальными (высокотемпературными) расплавами, которые концентрировались вдоль линейных зон растяжения литосферы.

В связи с использованием в обобщённой модели магмообразования понятий «сильного» и «слабого» мантийных потоков заслуживает внимания гипотеза плавления верхней мантии, в которой предполагается особая роль переходной зоны (раздел 1.5.3). Постулируется зарождение выплавов в результате апвеллинга материала с глубины ~ 410 км при содержании воды в переходной зоне более $\sim 0,05$ % [17, 24]. Такой материал должен находиться в частично расплавленном состоянии пока не достигает основания литосферы. Эта модель может обсуждаться на материале Восточной Азии и, возможно, подобных этой территории континентальных окраин. Данные о наличии современного плавления на глубине около 410 км были получены при сейсмологических исследованиях и исследованиях электропроводности [25; 38], которые выявили низкоскоростные области непосредственно выше 410 км. Тенденция распространения низкоскоростных аномалий над переходной зоной мантии была в целом характерна для всей территории Восточной Азии [14].

Вулканическое поле Дариганга соответствует центральной части Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии, а поле Ханнуоба – её юго-юго-западному окончанию (см. рис. 3.9). Сильный мантийный поток под полем Ханнуоба может рассматриваться как первичное выражение апвеллинга материала с глубинного уровня ~ 410 км. Ослабленный мантийный поток под полем Дариганга может интерпретиро-

ваться как отражение подъема мантийного материала от низкоскоростной аномалии ~ 250 км, образовавшейся при ослаблении глубинной термальной подпитки по механизму остаточной «капли» в утолщенном мантийном потоке [27].

8.6. Заключение о двух типах магматизма: однородного – на малоглубинном (литосферно-астеносферном) уровне и контрастного – на малоглубинном (литосферно-астеносферном) и более глубинном уровнях

На вулканическом поле Дариганга изучены соотношения химического состава высокомагнезиальных ($MgO = 11,0\text{--}15,8$ мас. %) и умеренномагнезиальных ($MgO = 3,0\text{--}11,0$ мас. %) вулканических пород. Установлен пространственный контроль вулканов с извержениями высокомагнезиальных лав линейными зонами протяжённостью 90 км и более.

При сравнительном анализе геохимических данных по породам вулканических полей Дариганга и Ханнуоба обоснованы петрогенетические модели однородного и контрастного мантийного магматизма. С учётом данных сейсмической томографии, модель магматизма первого типа может характеризовать обстановку процессов плавления, вызванных в источниках на границе астеносферы – литосферы и непосредственно нижележащей астеносферы сравнительно слабым мантийным потоком, возможно, поднимающимся с глубины ~ 250 км. Модель магматизма второго типа предполагает инициирование процессов плавления в обособленных источниках подлитосферной мантии и границы астеносферы – литосферы изначально сильным мантийным потоком, возможно, зародившимся на глубине ~ 410 км.

Список литературы

1. *Влодавец В. И.* О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии / В. И. Влодавец // *Вопр. геологии Азии.* – М., 1955. – Т. 2. – С. 679–685.
2. Калиева и калинаторвая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 310 с.
3. *Кепежинская В. В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения / В. В. Кепежинская. – М. : Наука, 1979. – 311 с.
4. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины / В. Г. Сахо [и др.] // *Докл. АН.* – 2004. – Т. 399, № 6. – С. 818–824.
5. Новые данные о К–Аг возрасте кайнозойских континентальных базальтов Байкальской рифтовой системы / В. А. Кононова [и др.] // *Докл. АН.* – 1988. – Т. 303, № 2. – С. 454–457.

6. Определение микроэлементов методом ICP–MS с применением микроволнового кислотного разложения в вулканических породах основного и среднего состава / Т. А. Ясныгина [и др.] // Прикладная геохимия. – М., 2003. – Вып. 4. Аналитические исследования. – С. 48–56.
7. Рассказов С. В. Базальтоиды Удокана / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1985. – 142 с.
8. Рассказов С. В. Глубинные включения из позднекайнозойских меланефелинитов юга Центрального Забайкалья / С. В. Рассказов // Геология и геофизика. – 1987. – № 7. – С. 50–60.
9. Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов. – Новосибирск : Наука, 1993. – 288 с.
10. Салтыковский А. Я. Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии / А. Я. Салтыковский, Ю. С. Генштафт. – М. : Наука, 1985. – 135 с.
11. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хелунцзян, Северо-Восточный Китай / С. В. Рассказов [и др.] // Петрология. – 2011. – Т. 19, № 6. – С. 599–631.
12. Сырнев И. П. Восточно-Монгольская равнина / И. П. Сырнев // Геоморфология Монгольской Народной Республики. Совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская экспедиция : труды. – М., 1982. – Вып. 28. – С. 166–176.
13. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы / С. В. Рассказов [и др.] // Петрология. – 1997. – Т. 5, № 2. – С. 115–136.
14. Ярусная динамика верхней мантии Восточной Азии: соотношения мигрирующего вулканизма и низкоскоростных аномалий / С. В. Рассказов [и др.] // Докл. АН. – 2003. – Т. 390, № 1. – С. 90–95.
15. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts / A. V. Sobolev [et al.] // Nature. – 2005. – Vol. 434. – P. 590–597.
16. Cenozoic basaltic rocks in Eastern China / X.-H. Zhou [et al.] // Continental flood basalts. Kluwer Academic Publishers. – 1988. – P. 311–330.
17. Dehydration melting of nominally anhydrous mantle: the primacy of partitioning / M. M. Hirschmann [et al.] // Phys. Earth Planet. Inter. – 2009. – Vol. 176. – P. 54–68.
18. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt / X. Zhi [et al.] // Chemical Geology. – 1990. – Vol. 88, N 1/2. – P. 1–33.
19. Halliday A. N. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle / A. N. Halliday, D.-C. Lee, S. Tommasini // Earth Planet. Sci. Letters. – 1995. – Vol. 133. – P. 379–395.
20. Hart S. R. Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements / S. R. Hart, T. Dunn // Contrib. Miner. Petrol. – 1993. – Vol. 113. – P. 1–8.
21. Hauri E. H. Experimental and natural partitioning of Th, U, Pb and other trace elements between garnet, clinopyroxene and basaltic melts / E. H. Hauri, T. P. Wagner, T. L. Grove // Chem. Geol. – 1994. – Vol. 117. – P. 149–166.
22. Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary islands: implications for origins / C. Herzberg // Jour. Petrol. – 2011. – Vol. 52, N 1. – P. 113–146.
23. High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenites and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts / S. Keshav [et al.] // Earth Planet Sci. Letters. – 2004. – Vol. 223. – P. 365–379.
24. Ionov D. A. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle / D. A. Ionov, W. L. Griffin, S. Y. O'Reilly // Chem. Geol. – 1997. – Vol. 141. – P. 153–184.
25. Karato S. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation / S. Karato // Earth Planet. Sci. Letters. – 2011. – Vol. 301. – P. 413–423.

26. *Karato S-i.* On the origin of the asthenosphere / S-i. Karato // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 2012. – Vol. 321–322. – P. 95–103.
27. *Kumagai I.* Successful and failed plumes: the Icelandic case / I. Kumagai, A. Davaille, K. Kuruta // *Geophysical Research Abstracts.* – 2007. – Vol. 9. – P. 04028.
28. *Liu J.* Cenozoic episodic volcanism and continental rifting in northeast China and possible link to Japan Sea development as revealed from K–Ar geochronology / J. Liu, J. Han, W. S. Fyfe // *Tectonophysics.* – 2001. – Vol. 339. – P. 385–401.
29. *Lloyd F. E.* Partial melting of a phlogopite clinopyroxenite nodule from southwest Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics / F. E. Lloyd, M. Arima, A. D. Edgar // *Contrib. Miner. Petrol.* – 1985. – Vol. 91, N 4. – P. 321–329.
30. 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 / A. R. Basu [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1991. – Vol. 105. – P. 149–169.
31. *Pertermann M.* Anhydrous partial melting experiments on MORB-like eclogite: phase relations, phase compositions and mineral–melt partitioning of major elements at 2–3 GPa / M. Pertermann, M. M. Hirschmann // *Jour. Petrology.* – 2003. – Vol. 44. – P. 2173–2201.
32. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis / M. Zhang [et al.] // *J. Petrology.* – 1995. – Vol. 36, N 5. – P. 1275–1303.
33. *Rasskazov S. V.* Radiogenic isotopes in geologic processes / S. V. Rasskazov, S. B. Brandt, I. S. Brandt. – Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, N. Y., 2010. – 306 p.
34. *Şengör A. M.* Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis / A. M. Şengör, B. A. Natal'in // *The tectonic evolution of Asia* / eds. A. Yin, M. Harrison. – Cambridge : Cambridge University Press. – 1996. – Vol. 21. – P. 486–640.
35. *Song Y.* Isotopic characteristics of Hannuoba basalts, eastern China: implications for their petrogenesis and the composition of subcontinental mantle / Y. Song, F. A. Frey, H. Zhi // *Chemical Geology.* – 1990. – Vol. 88. – P. 35–52.
36. Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of east China: enriched components EMI and EMII in subcontinental lithosphere / M. Tatsumoto [et al.] // *Earth Planet. Sci. Letters.* – 1992. – Vol. 113. – P. 107–128.
37. *Sun S.-S.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / S.-S. Sun, W. F. McDonough // *Magmatism in the ocean basins. Geological Society Special Publication № 42* / eds. A. D. Saunders, M. J. Norry. – 1989. – P. 313–345.
38. *Tauzin B.* Seismic evidence for a global low-velocity layer within the Earth's upper mantle / B. Tauzin, E. Debayle, G. Wittingger // *Nat. Geosci.* – 2010. – Vol. 3 – P. 718–721.
39. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts / A. V. Sobolev [et al.] // *Science.* – 2007. – Vol. 316. – P. 412–417.
40. *Yanovskaya T. B.* 3D S–wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T. B. Yanovskaya, V. M. Kozhevnikov // *Phys. Earth and Planet. Inter.* – 2003. – Vol. 138. – P. 263–278.

Часть III

РЕТРОСПЕКТИВНАЯ ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МАНТИИ

...the controversy over the issue of convective layering and depth of plume sources is likely to be resolved when the so far rather fuzzy seismic imaging of the Earth's interior becomes comparable in resolution to that achieved by geochemical mapping, so the geophysical and geochemical data can be more specifically correlated*.

A. W. Hofmann, 1997

* ...полемика по вопросам конвективной расслоенности и глубине плюмовых источников, вероятно, будет завершена, когда пока нечеткие сейсмические изображения недр Земли станут сопоставимыми по разрешению, которое достигается геохимическим картированием и, таким образом, геофизические и геохимические данные можно будет более предметно коррелировать между собой.

Глава 9

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ПЕРЕСТРОЙКИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

В качестве последнего периода в истории Земли традиционно рассматривается квартал (четвертичный период). В 2009 г. для этого хроностратиграфического подразделения был принят нижний рубеж 2,588 млн лет, определенный по эволюции биоты. Отвечал ли этот рубеж времени запуска геодинамического импульса однонаправленной эволюции мантии, которая привела к ее современному геодинамическому состоянию? Были ли другие точки отсчета такой эволюции в иерархии четвертичных вулканических процессов?

В настоящей главе мы обращаемся к перестройкам вулканических систем Азии, происходившим в четвертичном периоде и рассматриваем пространственно-временную эволюцию вулканизма ее территории по 1) времени начала четвертичных извержений, 2) времени завершения извержений среднего-позднего плейстоцена и 3) времени завершения извержений конца плейстоцена – голоцена.

9.1. Начало четвертичного вулканизма: перестройки в интервале 2,3–1,5 млн лет назад

На вулканических полях Внутренней Азии пространственное положение четвертичных вулканов существенно отличалось от положения плиоценовых и более ранних вулканических построек. Вулканизм явно перераспределялся на северо-восточном и юго-западном структурных окончаниях Байкальской рифтовой системы. На первой территории объемные лавовые извержения сместились от северной окраины Удоканского вулканического поля к западной окраине между 2,3 и 1,8 млн лет назад. Отдельная фаза четвертичных базанитовых извержений имела место в северной части около 1,4 млн лет назад, а финальное событие произошло $0,96 \pm 0,05$ млн лет назад. Шлаки самого молодого конуса этой территории имели калиевую специфику и были насыщены мегакристаллами санидина $Or_{58}Ab_{36}An_6$. На второй территории вулканизм угас в юго-западной части Окинского плоскогорья около 2,1 млн лет назад с одновременным возобновлением в Восточной Туве. Еще один вулканический перескок произошел на поднятии Хангая в Центральной Монголии, где вулканизм прекратился на Верхне-Чулутынском поле и возобновился после долгого перерыва на Тарят-Чулутынском 2,1–1,9 млн лет назад.

Подобным образом, вулканизм претерпевал изменения около 2 млн лет назад на межплитных границах. На Японских и Курильских островах эксплозивный кислый вулканизм сменился андезитовым. Этот переход был интерпретирован К. Тамаки, Л. Жоливе и др. как следствие локализации сжатия вдоль восточной окраины Японского моря. Вулканическая активность существенно изменилась на стыке Юго-Западной Японии и дуги Рюкю около 2,0–1,5 млн лет назад. Переход от низко- к высококалиевым извержениям свидетельствовал о начале субдукционных процессов. Трещинные лавовые извержения сменились пирокластическими вулканических центров. Х. Камата и К. Камада связывали эти особенности с изменением движения Филиппиноморской плиты с северо – северо-западного на западно – северо-западное. В некоторых районах Азии четвертичные извержения запаздывали. Вулканизм начинался в Тибете ~ 1,65 млн лет назад, на поле Тенгченг ~ 1,57 млн лет назад, на поле Датун и Джида ~ 1,3 млн лет назад, а на поле Токинского Становика ~ 0,6 млн лет назад.

9.2. Финальные извержения в среднем-позднем плейстоцене: перестройки в интервале 0,6–0,4 млн лет назад

Вулканические территории Азии существенно отличаются по времени заключительных извержений (рис. 9.1).

Спектрально-временной анализ вулканических событий последних 5 млн лет выявил в Центральной Азии квазипериодичность 2,6, 0,7, 0,5–0,4, и 0,3 млн лет с резким относительным уменьшением периодов для первого и третьего циклов около 2,1 млн лет назад. Последняя вулканическая квазипериодичность играла важную роль также менее 1,1 млн лет назад. Кроме того, более частые циклы (в основном 0,17 и 0,07 млн лет) получили развитие в последние 1,6 млн лет (рис. 9.2).

На полях Удалианчи и Келуо Северо-Восточного Китая в последние 3 млн лет происходили регулярные извержения с экспоненциально возрастающей частотой (уменьшением интервалов между извержениями от ~ 800 до ~ 50 тыс. лет).

В отличие от Центральной Азии, в которой циклы были выдержаны во времени, в Восточной и Южной Азии выявлены переходы с увеличением или уменьшаем периодов. Преобладала вулканическая квазипериодичность 0,7–0,3 млн лет. Она была сопоставима с изменениями эксцентриситета вращения Земли (~0,4 млн лет), что свидетельствовало об общей зависимости вулканической деятельности от режима ее вращательного движения. Отклонение вулканической периодичности от

этой величины в Южной и Восточной Азии объясняется изменениями во взаимодействии между плитами. В диапазоне 6,0–5,0 млн лет, назад вулканическая цикличность соответствовала вариации эксцентриситета, но 5,0–4,2 млн лет назад периодичность уменьшилась до 0,36 млн лет.

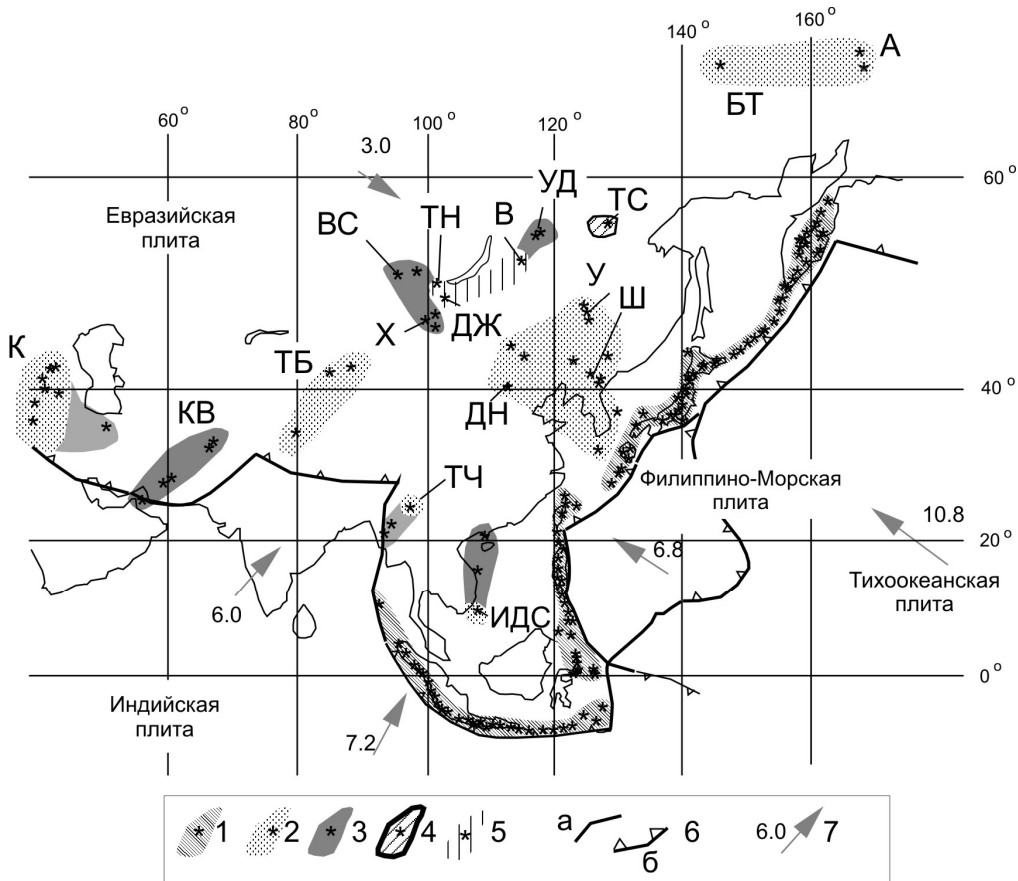


Рис. 9.1. Территории Евразии с различным завершением четвертичного вулканизма [15 с изменениями]. 1 – вулканы активных дуг восточной и юго-восточной границ Евразии; 2–5 – вулканы, расположенные в Евразии вблизи ее конвергентных границ, соответственно, последних 2 калибр. тыс. лет, 14,4–2,0 калибр. тыс. лет, 0,6–0,3 млн лет, и >0,6 млн; 6 – межплитная граница (а) и такая же граница, подверженная сильному сжатию (б), 7 – направление и скорость современного движения плиты, см/год⁻¹. Вулканические территории: ТЧ, ТБ – Тенченг и Северный Тибет в Индо-Азиатской зоне конвергенции, ДН – Датун в рифтовой зоне Шанси; Ш, У – Чангабай, Удалианчи в Восточно-Китайской рифтовой системе; Х, ВС – Центральная Монголия, Восточный Саян в юго-западной части Байкальской рифтовой системы, перекрывающейся с Центрально-Азиатской орогенной системой; ТН, ДЖ, В – Тункинская впадина, Джизда, Витим в центральной части Байкальской рифтовой системы; УД – Удокан в ее северо-восточной части, перекрывающейся с Олекма-Становой орогенной системой; ТС – Токинский Становик в Олекма-Становой орогенной системе, КВ, К – Линия Кветга и Кавказ к западу от Индо-Азиатской зоны конвергенции; ИДС – Ил-де-Седрас в Юго-Восточной Азии; БТ, А – Балаган-Тас и Анюй в Северо-Восточной Азии

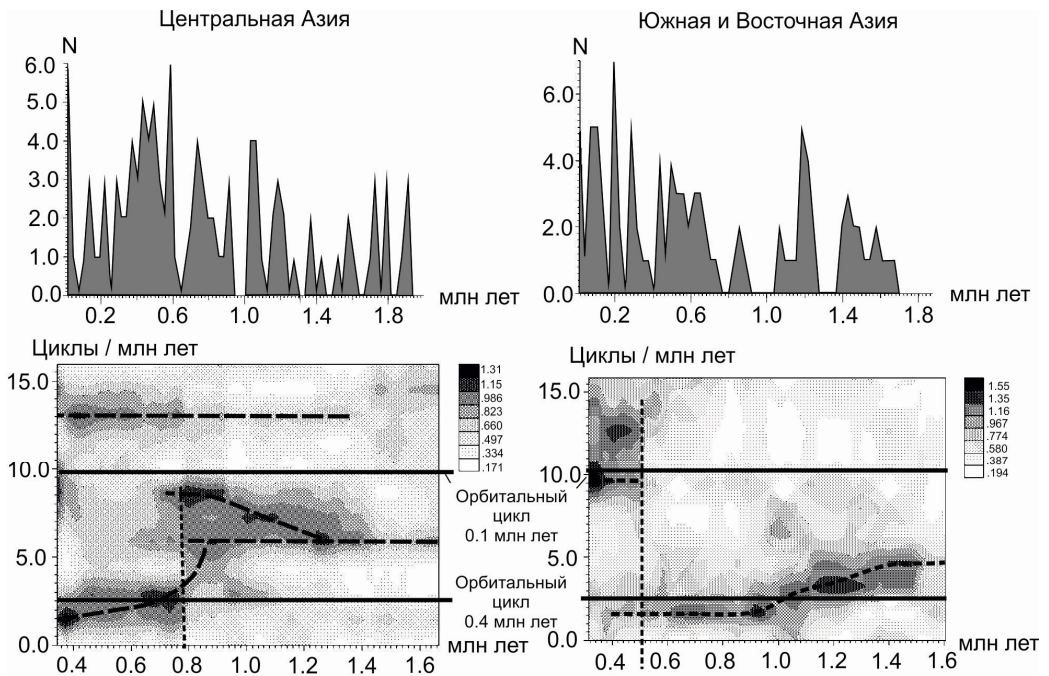


Рис. 9.2. Графики частоты датировок вулканических пород Центральной, Южной и Восточной Азии в диапазоне последних 2,1 млн лет и соответствующие диаграммы спектрально-временного анализа [6]. Ряды данных для Центральной и Южной, Восточной Азии включают, соответственно, 113 и 71 датировку со скользящим интервалом 0,03 млн лет, соответствующим средней погрешности измерения. Расчеты выполнены скользящим окном, составляющим 33 % от длины ряда. На нижних диаграммах краевые части рядов (т. е. <0,37 и 1,63–2,1 млн лет назад) отсечены

Затем, с 4 до 2 млн лет назад, существовала вулканическая цикличность 0,3 млн лет, наряду с цикличностью 0,4 млн лет. В извергнутых вулканических породах Центральной Монголии в течение квартера варьировали концентрации калия с квази-периодичностью 0,3–0,7 млн лет.

Раннечетвертичная перестройка магматических систем в Южной и Восточной Азии также сменялась вулканической цикличностью 0,3 млн лет в диапазоне 1,5–1,2 млн лет назад, но с последующим переходом к цикличности 0,7 млн лет в диапазоне 0,8–0,5 млн лет назад. Одновременно, около 0,6–0,5 млн лет назад, проявились более частые события с периодичностью 0,1 млн лет и менее. В последние 0,56 млн лет на поле Удалианчи произошел сдвиг извержений от окончаний к центральной части вулканической линии Уохушан – Уэйшан, с заключительными событиями вулканов Лаохейшан и Хуошаошан.

Время извержений в Токинском Становике было определено методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в интервале 0,59–0,28 млн лет назад [1]. Датирование этим же методом игнимбритов Камчатки выявило временной интервал высокой эксплозивности вулканизма 0,56–0,28 млн лет назад [7]. В Тункинской впадине, бассейнах рек Джиды и Витим вулканизм прекратился

около 0,6 млн лет назад в связи с изменением характера деформаций, выраженных в поднятии Еловского отрога в Тункинской долине и западного плеча Южно-Байкальской впадины [10 Подобная инверсия четвертичных тектонических движений установлена в рифтовой зоне Фен-Вэй (Шаньси), Китай.

Вулканизм квартера Азии не был монотонным, а характеризовался усилением и ослаблением извержений с квази-периодичностью 0,15–0,30 млн лет, выраженной статистически в соотношениях максимумов и минимумов радиоизотопных датировок вулканических пород на шкале времени (рис. 9.3).

При анализе вулканической эпизодичности последних 2,1 млн лет установлено несовпадение вулканических импульсов во внутренней части Азии и вблизи ее восточной и южной конвергентных межплитных границах в интервале 2,0–1,5 млн лет назад. Несогласованность связывалась с отсутствием заметного влияния межплитных процессов на внутреннюю часть Азии, а синхронизация вулканических эпизодов разных территорий, наступившая около 1,2 млн лет назад, рассматривалась как свидетельство усиления этого влияния.

Существенная смена эпизодичности вулканизма в интервале 0,6–0,4 млн лет назад, угасание вулканизма на одних полях и активизация – на других может свидетельствовать о смене глубинной динамики Азии. Вулканизм на Джидинском, Тункинском и Витимском полях предшествовал интервалу 0,6–0,4 млн лет назад, а на поле Токинского Становика – следовал за этим интервалом. На Тарят-Чулутынском поле эпизоду перестройки 0,6–0,4 млн лет назад соответствовали наиболее объемные вулканические извержения, что отразилось в максимуме датировок. На Восточно-Тувинском поле во время перестройки вулканизм, наоборот, угасал. Датировки этого интервала почти полностью отсутствуют. Вулканизм этого поля в основном проявился после перестройки. На Удоканском поле вулканизм получил развитие и во время перестройки, и после нее. На последних трех полях (Тарят-Чулутынском, Восточно-Тувинском и Удоканском) извержения продолжались до голоцена, включительно (рис. 9.4).

Четвертичные извержения центральной части Байкальской рифтовой зоны, завершившиеся 0,6 млн лет назад, были сосредоточены в субмеридиональных вулканических зонах: Ингур-Малоамалатской Витимского плоскогорья и Транс-Хамардабанской, связывающей между собой Тункинское и Джидинское вулканические поля. Первая зона протягивается на 90 км, вторая – на 165 км. На территориях Восточного Саяна, в Окинско-Тождинской рифтовой зоне, Хангая, в Центрально-Монгольской рифтовой зоне, и Удокана, в северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны, распределение четвертичных извержений было ареальным (рис. 9.5).

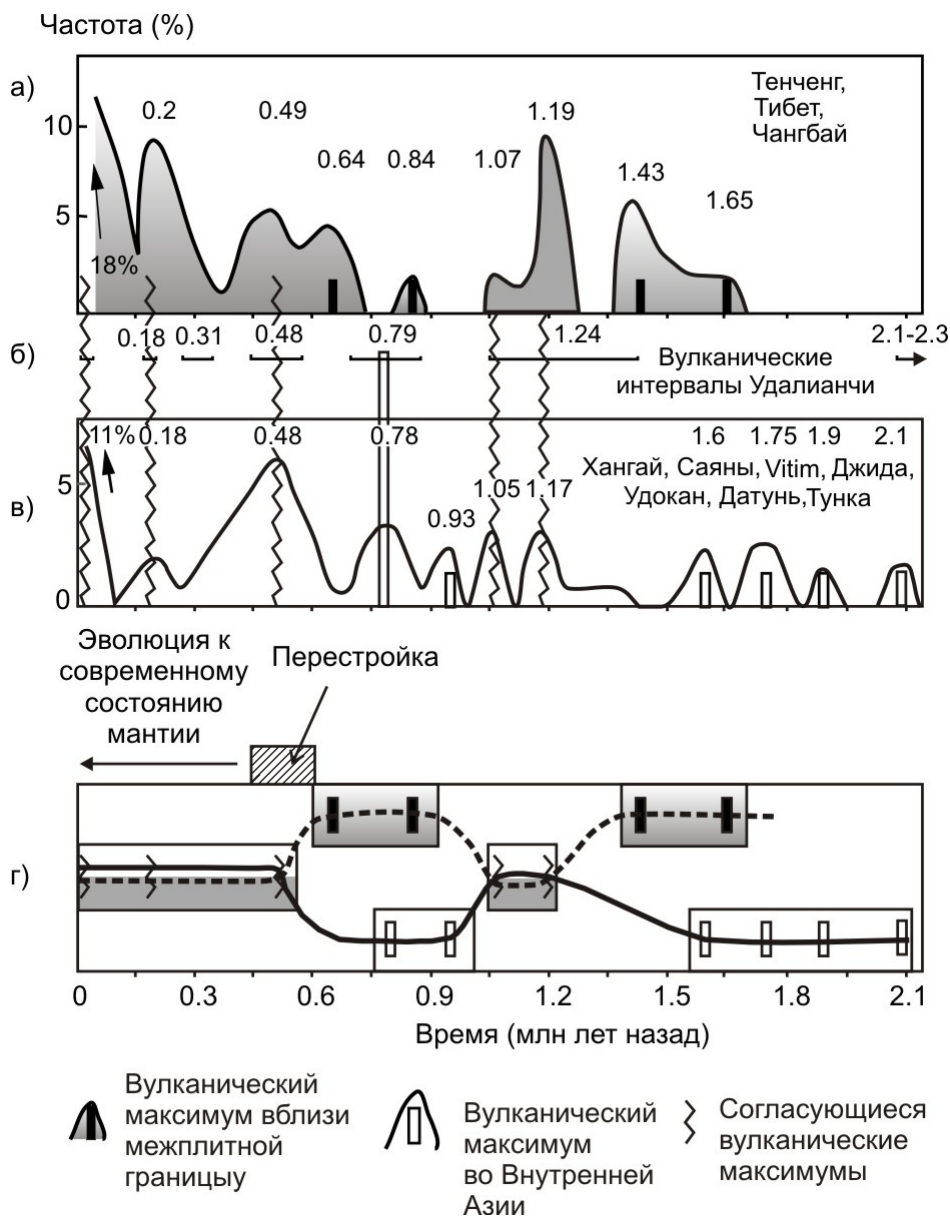


Рис. 9.3. Корреляция максимумов вулканизма на окраинах и во внутренней части Азии в течение последних 2,1 млн лет [1]. *а* – вариационные кривые частоты извержений на вулканических полях, находящихся вблизи границ плит (значения максимумов показаны в млн лет назад), общее количество датировок – 104; *б* – вулканические интервалы поля Удалианчи (число обозначает середину интервала в млн лет назад), общее количество датировок – 60; *в* – вариационные кривые извержений на полях Внутренней Азии (значения максимумов показаны в млн лет назад), общее количество датировок – 79. Шаг обработки данных – 0,06 млн лет. На рис. *г* подчеркивается независимое развитие вулканизма вблизи межплитных границ и во Внутренней Азии в первой половине четвертичного периода и совмещенная во времени вулканическая деятельность во второй его половине – совпадение вулканических максимумов в интервалах 1,2–1,0 млн лет назад и в последние 0,6 млн лет

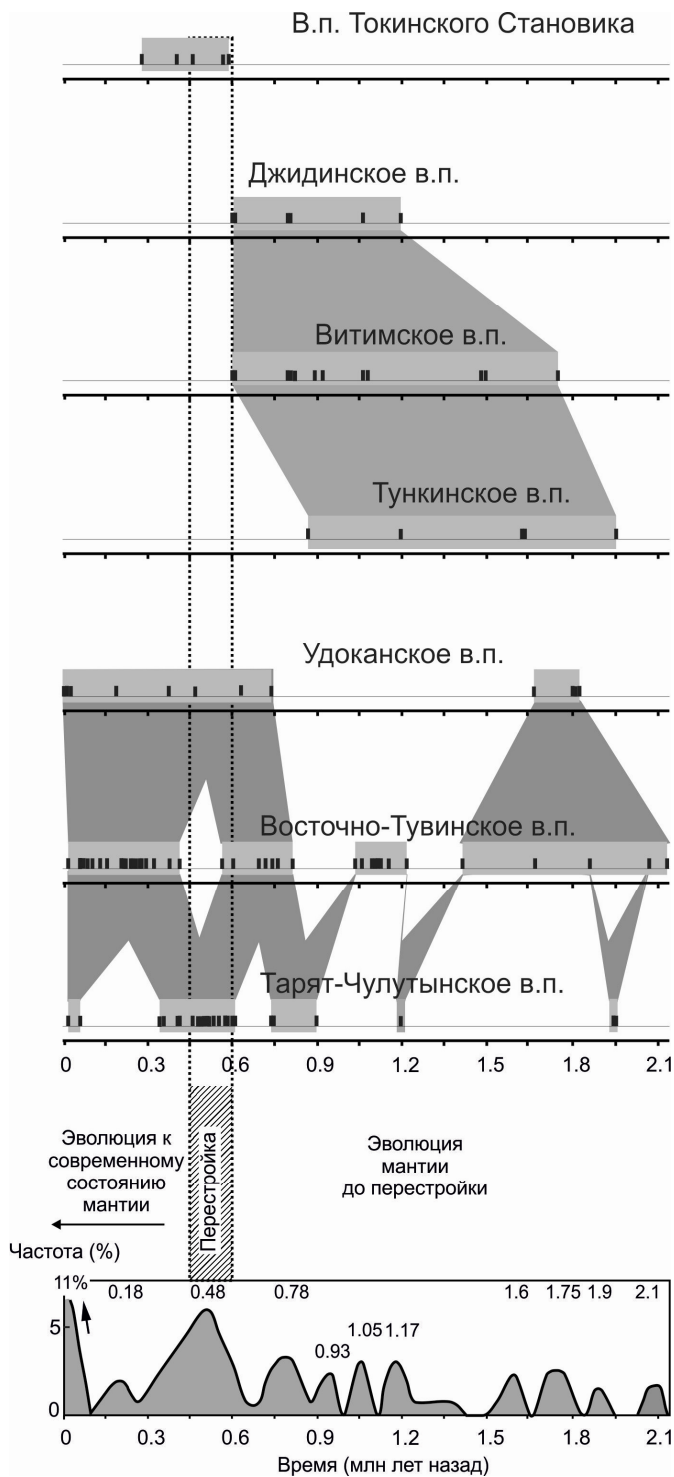


Рис. 9.4. Соотношения четвертичных вулканических событий Внутренней Азии с эпизодом перестройки характера глубинных процессов 0,60–0,45 млн лет назад с последующим переходом к современному состоянию мантии. Вариационная кривая вулканических событий Внутренней Азии на нижнем графике перенесена с графика в рис. 9.3. Для разных вулканических полей использованы опубликованные данные [2; 6]

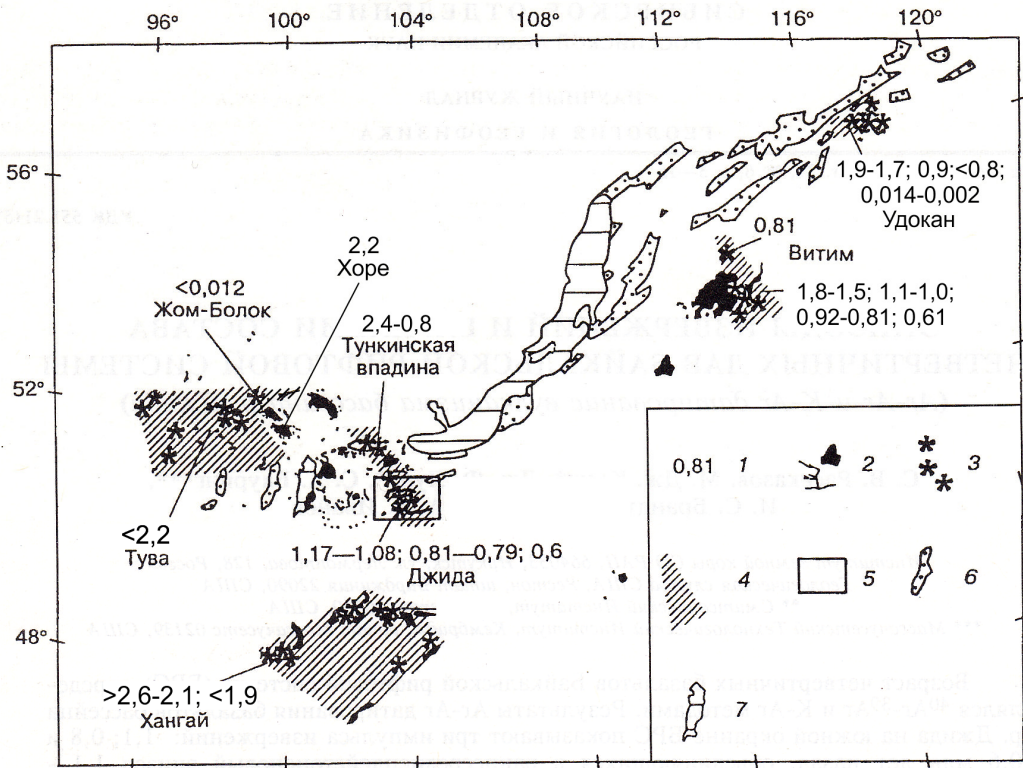


Рис. 9.5. Пространственное распределение четвертичного вулканизма в Байкальской рифтовой системе. 1 – радиоизотопные датировки; 2 – кайнозойские вулканические поля; 3 – четвертичные вулканы (показаны внесмасштабным значком); 4 – линейные зоны и изометричные ареалы четвертичного вулканизма; 5 – район детальных исследований в бассейне р. Джиды рис. 9.6; 6 – суходольные впадины; 7 – озерные впадины. Принимается новый нижний рубеж четвертичного периода 2,588 млн лет. Из работы [10] с уточнениями

Вывод о разном характере четвертичного вулканизма в Байкальской рифтовой системе был сделан в работе [10], опубликованной в 1996 г. Хотя в последующие годы были получены новые датировки, вывод о характере эволюции вулканизма в четвертичном периоде не изменился.

На рис. 9.6 приведена схема Джидинского вулканического поля, в котором вулканизм начался 21 млн лет назад и с перерывами продолжался до 0,6 млн лет назад. Начальные и заключительные извержения датированы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом. Цифра возраста 0,6 млн лет получена также традиционным К–Аг методом. Вулканизм этого поля контролировался субмеридиональной Транс-Хамардабанской зоной, начиная с миоцена. В четвертичное время, во временном интервале 1,2–0,8 млн лет назад, проявился также контроль вулканизма Бартойского центра субширотной зоной, в которой сформировалась Темникская впадина.

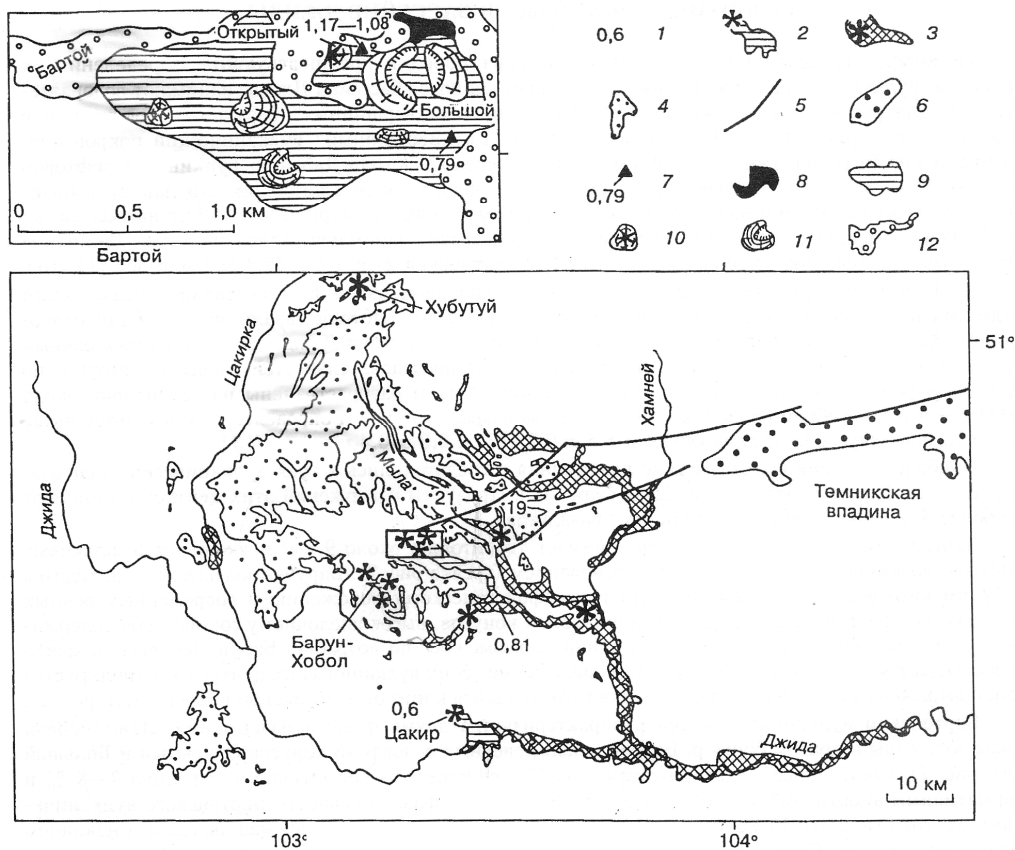


Рис. 9.6. Джидинское поле плиоцен-четвертичного вулканизма. 1 – радиоизотопная датировка вулканической породы (млн лет); 2 – четвертичные вулканы и потоки (вулканы показаны вне масштаба); 3 – плиоценовые вулканы и потоки (в долине р. Цакирка лавы погребены под аллювием), на устье р. Дархинтуй эти потоки охарактеризованы К–Аг-датировкой 2,9 млн лет [1]; 4 – кайнозойские «вершинные» базальты; 5 – активные разломы Темникской зоны; 6 – впадины. На врезке показана схема расположения вулканических конусов Бартойского центра: 7 – местоположение датированных образцов; 8 – лавы первой фазы излияний; 9 – лавы второй фазы; 10, 11 – соответственно, бескратерные конусы и постройки с кратерами; 12 – аллювий. Из работы [10]

9.3. Финальные извержения в конце плейстоцена – голоцене: перестройка около 8,8 тыс. лет назад

На поле Удалианчи последние извержения вулканов Лаохейшан и Хуошаошан происходили, соответственно, с 14 января 1720 г. по конец марта 1721 г. и с 26 апреля по июнь 1721 г. [13]. Активизация вулкана Лаохейшан отмечалась в 1726 г. без извержения вулканического материала. Задokumentированные исторические извержения вулканов известны в соседних областях Северо-Восточного Китая и Корейского п-ва, а также в Северном Тибете, Северо-Восточном Гималайском синтак-

сисе (Тенгченг), Северо-Восточной Азии, на Кавказе и к юго-востоку от Индокитая (Ил-де-Седрас). Вулканическая активность хр. Удокан прекратилась около 2 тыс. лет назад, Центральной Монголии и Восточного Саяна – в раннем голоцене.

Вулканические извержения позднего плейстоцена – голоцена проявились на трех вулканических полях Центральной Монголии: Верхне-Орхонском, Селенгинском и Тарят-Чулутынском. Первые два поля принадлежали, соответственно, Восточно-Хангайскому и Орхон-Селенгинскому ареалам. На этих полях вулканизм завершился в позднем плейстоцене, а в голоцене не возобновлялся. На третьем поле после позднеплейстоценовой фазы вулканизма последовала голоценовая фаза.

Методом ^{14}C хорошо датированы извержения конца плейстоцена и голоцена на хр. Удокан Северного Забайкалья [9, и ссылки в этой работе]. В исследованиях эволюции юного вулканизма в Центральной и Восточной Азии эта территория принята в качестве эталона сравнения [4]. Вулканическая деятельность последних 730 тыс. лет сконцентрировалась здесь в дугообразной субширотной зоне протяженностью 20 км. На окончаниях зоны извергались щелочные оливиновые базальты и гавайиты, а в ее центральной части – муджиериты, бенмориты и трахиты (рис. 9.7).

Наиболее ранний пирокластический материал вулкана Трахитовый охарактеризован датировкой ^{14}C древесных остатков 12050 ± 650 лет. Пересчитанная к 1950 г. календарная дата составила 14400 ± 1600 лет*. Позднее извергались биотитовые трахиты 8780 ± 260 лет назад на вулкане Долинный, 5310 ± 270 лет назад – на вулкане Аку и около 2200 лет назад – на вулкане Чепе. Последнее событие определено как среднее трех календарных дат с вероятностью более 95 %. Минимальная календарная дата – 2040 ± 80 лет. Около 9800 тыс. лет назад изверглись щелочно-базальтовые лавы вулкана Сыни (среднее четырех календарных дат, каждая с вероятностью более 94 %).

Календарные даты щелочно-базальтового вулкана Сыни и трахитового вулкана Долинный перекрываются доверительными интервалами и объединяются в единый вулканический эпизод 9800–8780 лет назад. Извержение вулкана Долинный отличалось высокой эксплозивностью с выбросом мелкообломочной трахитовой пемзы, местами насыщенной овальными включениями частично раскристаллизованного базитового материала. Спусковым механизмом такого извержения могло служить резкое выделение летучих компонентов, спровоцированное внедрением щелочно-базальтового расплава в малоглубинную трахитовую магматическую камеру. Эпизод 9800–8780 лет назад характеризовался контрастными щелочно-базальтовыми и трахитовыми извержениями.

* Здесь и далее календарные даты отнесены к серединам доверительных интервалов, расчеты выполнены по программе Calib Rev 5.1 beta с использованием калибровочной кривой IntCal104 [12].

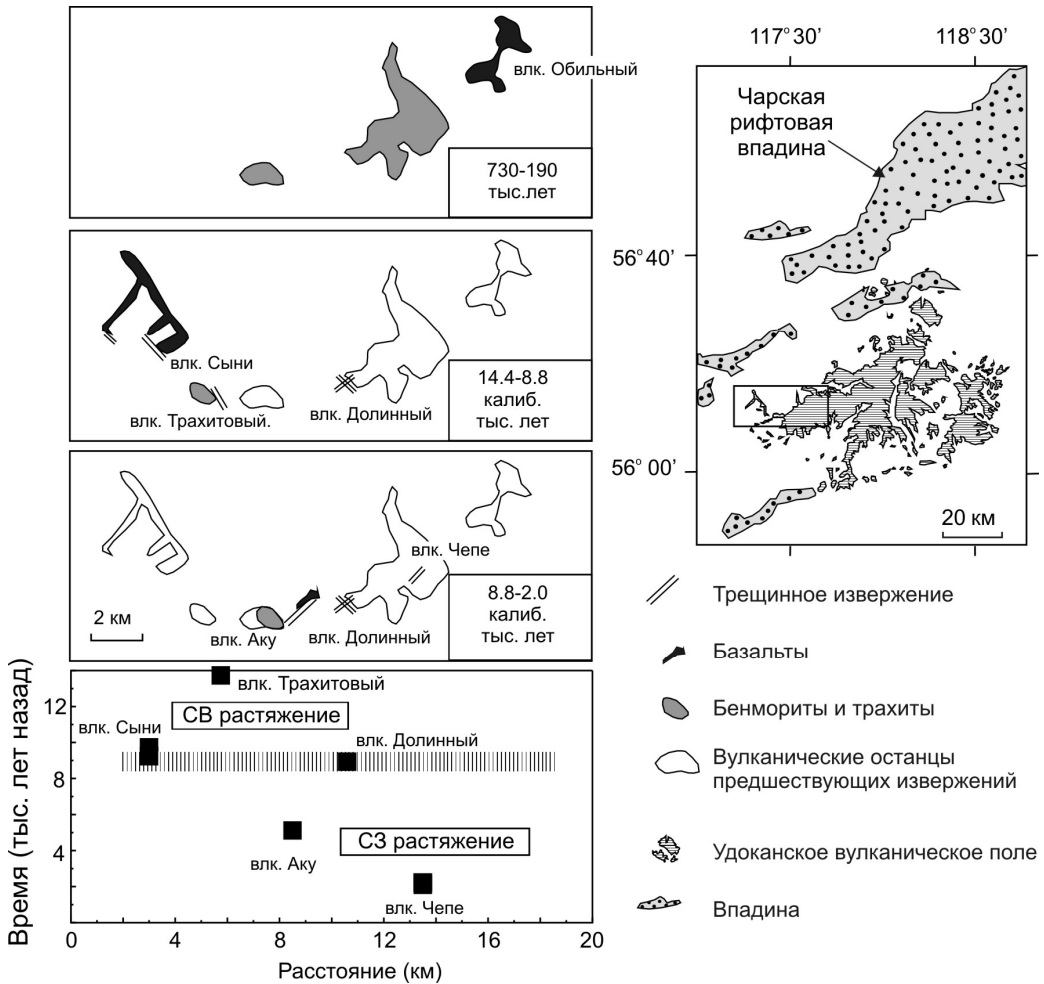


Рис. 9.7. Схема структурной перестройки зоны четвертичного вулканизма хр. Удокан в конце плейстоцена и в голоцене. Из работы [9] с дополнениями.

Вулканы временного интервала 14400–9800 лет назад контролировались разрывом северо-западного простирания, а вулкан Долинный и извергавшиеся после него вулканы – разрывом северо-восточной ориентировки. Напряженно-деформированное состояние коры изменилось к концу эпизода контрастного магматизма, т. е. около 8780 лет назад.

Верхний временной предел извержений лавовых потоков Тарятской впадины в Центральной Монголии определяется по датировкам ^{14}C органического материала из перекрывающих лавы донных озерных осадков: 4930 ± 150 лет [5] и 6890 ± 400 лет [3]. Календарные даты составляют, соответственно, 5690 ± 260 лет и 7710 ± 810 лет. Вулканические извержения непосредственно не датированы. Их время оценивается исходя из предположения о синхронности перестройки зон юного вулканизма Тарятской впадины и хр. Удокан. В качестве нижнего предела извержения вулкана Хорго и излиятий лавовых потоков, затопив-

ших территорию, принимается время извержения вулкана Долинный, обозначившего структурную перестройку вулканической зоны хр. Удокан 8780 ± 260 лет назад. Таким образом, извержение вулкана Хорго и лавовых потоков должно ограничиваться интервалом 8780–7710 лет назад. Извержения субширотной линии вулканов Тарятской впадины происходили около 50 тыс. лет назад (датировка U–Th методом).

Для Северо-Восточного Китая по данным из различных литературных источников, определено 44 вулканических события. Использовались архивные записи исторических извержений и датировки методом ^{14}C . Наиболее раннее голоценовое извержение трахитовой пемзы на вулкане Бингчанг южной части провинции Жилин охарактеризовано датировкой ^{14}C 7854 ± 180 лет. Календарная дата этого извержения 8740 ± 400 лет идентична дате 8780 ± 400 лет вулкана Долинный, также извергавшего трахитовую пемзу в хр. Удокан. Начало голоценового вулканизма Северо-Восточного Китая совпадало со структурной перестройкой вулканической зоны хр. Удокан (рис. 9.8).

В интервале 5910–4400 лет назад произошли извержения вулканов Жинго, Фрог Пул, Чангбай и кратеров Форест. Для первого вулкана получена датировка ^{14}C 5140 лет (календарный возраст 5910 лет). Линия кратеров Форест в районе Жингпоху охарактеризована тремя датировками ^{14}C : кратер № I северного окончания линии – 4630 ± 60 лет, кратер № V центральной части линии – 3950 ± 70 лет и 3970 ± 70 лет. Для вулканического центра Фрог Пул получена датировка ^{14}C 4460 ± 80 лет. Календарные даты извержений составляют, соответственно, 5380 ± 110 лет, 4400 ± 180 лет, 4430 ± 200 лет и 5430 ± 160 лет. Время активности вулканического центра Фрог Пул в пределах погрешности измерений сопоставимо с извержением в кратере № I линии Форест. Вулканизм района Жингпоху рассматривается в рамках трех циклов извержений. Первый и второй циклы проявились и в линии кратеров Форест, и в вулканическом центре Фрог Пул, а третий – ограничен активностью линии кратеров Форест [14]. Для вулкана Чангбай получена датировка 4105 ± 90 лет [13] (календарный возраст 4630 ± 210 лет). В последнем случае датированы трахитовые пемзы, накопившиеся севернее кратера Тианчи. С интервалом активности вулканов Северо-Восточного Китая 5910–4400 лет назад сопоставляется извержение трахитового вулкана Аку хр. Удокан с календарной датой 5310 ± 270 лет.

Более поздние извержения вулкана Чангбай охарактеризованы 22 датировками ^{14}C с общим интервалом от 2420 ± 95 лет до 910 ± 45 лет (интервал календарных дат от 2530 ± 220 лет до 830 ± 90 лет). Известны исторические извержения вулкана, последнее из которых датируется 1903 г. Электромагнитным зондированием и исследованиями вариаций скоростей S–волн под кратером Тианчи на глубине 15–25 км установлена ныне существующая магматическая камера. Измерения, выполненные в последние годы, показали ее менее глубинное положение.

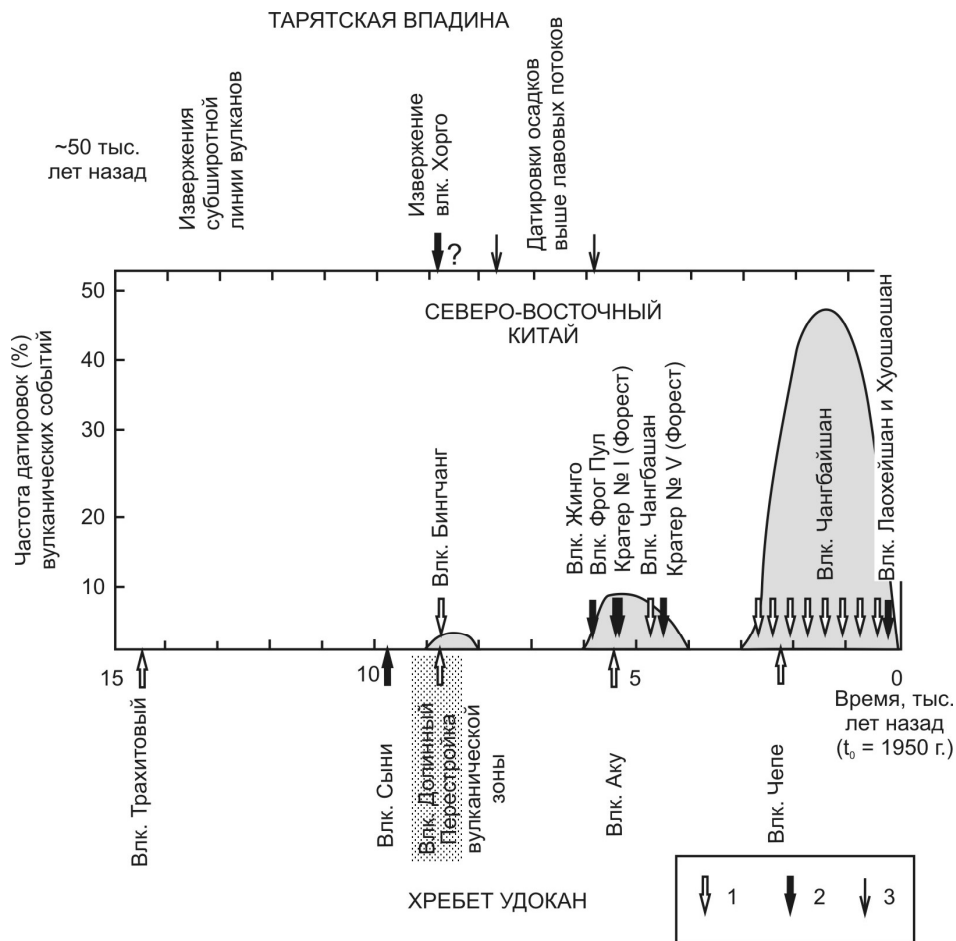


Рис. 9.8. Временные соотношения юных вулканических извержений в Северо-Восточном Забайкалье, Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае [2]. 1–3 – календарные даты, соответственно, трахитовых (1), щелочнобазальтоидных (2) извержений и озерных осадков, перекрывающих лавы (3). Знак вопроса (?) означает предположительное время извержения (см. текст). При построении диаграммы частоты извержений в Северо-Восточном Китае (всего 44 опубликованные датировки) применялось скользящее окно 1000 лет

Частая деятельность вулкана Чангбай началась приблизительно одновременно с извержением вулкана Чепе хр. Удокан (2200–2000 лет назад). При сходном трахитовом составе продуктов извержений голоценовых вулканов Северо-Восточного Китая и хр. Удокан намечается и приблизительно одновременное возобновление вулканизма этих территорий, начиная с 7780–7740 лет назад. Отличие проявилось 2500–2000 лет назад, когда вулканизм хр. Удокан завершился извержением вулкана Чепе, а вулкан Чангбай перешел в стадию частых извержений.

На рис. 9.9, а мы сравниваем охарактеризованную цикличность извержений хр. Удокан с цикличностью извержений в Среднем хребте Камчатки, на котором установлено 10 импульсов эндогенной активно-

сти, образовавших пять пар извержений, начинавших формирование групп вулканов с периодичностью 2,5 тыс. лет. Как правило, первый импульс единичной пары проявлялся в более северных, а второй – в более южных районах хребта. Последнюю пару событий обозначило извержение вулкана Ичинский и сильное землетрясение 1740 г., эпицентр которого находился южнее этого вулкана [8].

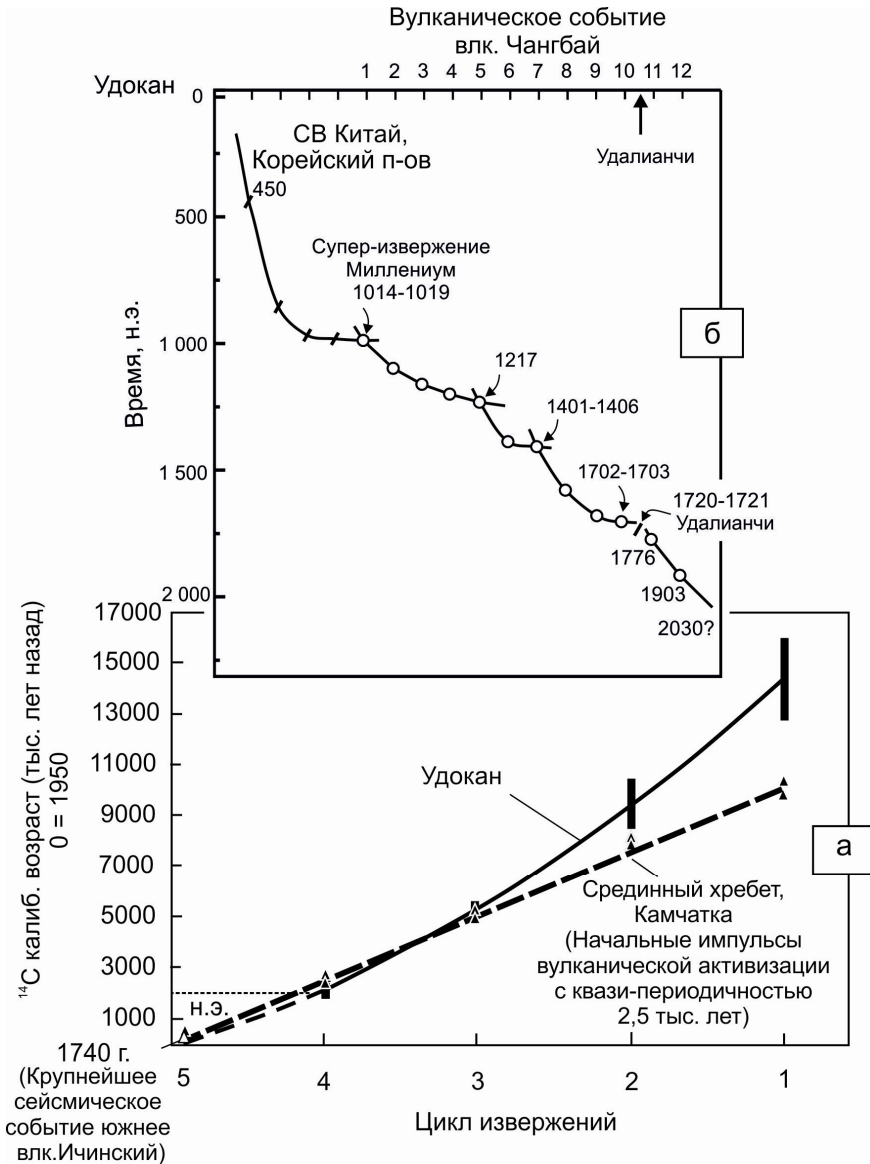


Рис. 9.9. Сопоставление периодичности извержений хр. Удодан и Срединного хребта Камчатки (а), периодические вариации частоты извержений Северо-Восточного Китая и Корейского п-ова в интервале 450–1014 лет назад и вулкана Чангбай после суперизвержения Миллениум в 1014–1019 гг. (б) [6]. Извержение вулканов Лаохейшан и Хуошаошан на поле Удалианчи произошло между 10-м и 11-м событиями вулкана Чангбай. Используются данные из работ [1; 8; 9; 13; 16, 17] (см. текст)

В отличие от равномерной последовательности событий Срединного хребта, вулканизм хр. Удокан развивался по экспоненте. Более широкие интервалы между первыми событиями хр. Удокан отражены в более раннем вступлении вулканизма. Два последних интервала между извержениями хр. Удокан приближаются по продолжительности к циклу 2,5 тыс. лет Срединного хребта. Таким образом, в конце плейстоцена – начале голоцена события этих территорий были асинхронными, а во второй половине голоцена – квазисинхронными.

Мы обращали внимание на сходство активности вулканов Семячик и Карымский Восточного пояса Камчатки с перестроечной эволюцией конца плейстоцена и голоцена вулканизма хр. Удокан [11]. Принимая это соответствие в качестве признака вулканических процессов Азии с эволюцией экспоненциального типа, вулканизм Срединного хребта характеризуется как процесс с эволюцией равномерного (квазиравномерного) типа. Устанавливается некое стационарное состояние, к которому стремится магматическая система с предшествовавшим экспоненциальным типом эволюции. Структурная перестройка вулканической зоны, таким образом, отражает переход от аномальных (нестационарных) условий к нормальным (стационарным).

Ключевое значение для востока Азии имела активность вулкана Чангбай, расположенного на границе Китая и Северной Кореи. Кратер Тианчи образовался в центре лавового плато, сложенного базальтами и базанитами Найтушан (22,64–15,6 млн лет), базальтами Тоудао (5,02–2,35 млн лет назад) и базальтами Байшан (1,66–1,48 млн лет назад). Лавы, вулканические конусы и поводящие каналы этих временных интервалов относятся к первому этапу активности вулкана. На втором этапе оформлялся вулканический конус, включающий: трахиандезиты и трахиты Ксяобайшан (1,45–1,0 млн лет назад), базальты Лаофангзиксиошан (1,17–0,75 млн лет назад), трахиты Байтоушан I (0,61–0,53 млн лет назад), трахиты Байтоушан II вместе с базальтами Лаохудонг (0,44–0,25 млн лет назад), трахитовые и комендитовые лавы Байтоушан III (0,22–0,02 млн лет назад). На третьем (игнимбрито-образующем) этапе сначала (17 тыс. лет назад) извергалась комендитовая лава и пирокластические отложения Киксингжан. Самым мощным было извержение Миллениум светло-серых комендитовых игнимбритов и пемз с небольшим участием трахитовых игнимбритов и пемз. После этого извержения произошли менее мощные события Багуамяо, предположительно, в 1668 г., (темно-серые трахитовые игнимбриты и пемзы), Ухаоджие, предположительно, в 1702 г. (светло-серое тонкое комендитовое стекло) и Туфовое Кольцо Лиухаоджие, предположительно, в 1903 г. (комендитовые слои) [18].

Согласно данным Джяки Лиу и др., полученным при изучении исторических летописей, супер-извержение Миллениум произошло на вулкане Чангбай в 1014–1019 гг., а последующие извержения – в 1122 г.,

1176 г., 1199–1201 гг., 1217 г., 1373 г., 1401–1406 (1401, 1403, 1405–1406) гг., 1597 г., 1668–1673 гг., 1702–1703 гг., 1776 г. и 1903 г. В работе [18] для супер-извержения принята датировка 946–936 лет, полученная методом ^{14}C . Другими авторами этим методом получен интервал датировок супер-извержения Миллениум от 735 до 1190 лет. Большинство измерений этим методом дали цифры моложе даты, обозначенной в исторических документах. Делались попытки определений времени супер-извержения по дендрохронологии, варвам, термолюминисценции, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-TIMS и трекам. При общих широких вариациях полученных результатов, ни один из этих методов не дал цифры, соответствующие сведениям из исторических документов.

Подобно вулканизму Срединного хребта Камчатки, вулканизм Северо-Восточного Китая и Корейского п-ова начался с момента перестройки, произошедшей около 2000 лет назад. На диаграмме 9.7, б этот рубеж показан как соответствующий заключительному извержению на хр. Удокан. Ряд событий Северо-Восточного Китая и Корейского п-ова рассматривается как отражение общей квазиравномерной эволюции вулканических процессов этой территории. Ранний цикл исторических извержений начинался извержением 450-го года и завершался супер-извержением Миллениум. Интервал характеризовался продолжительными перерывами между извержениями в начале и короткими – в конце. При анализе ряда исторических извержений вулкана Чангбай, следовавших за супер-извержением Миллениум, намечаются четыре временных интервала активности: 1) 1019–1217 гг., 2) 1217–1401 гг., 3) 1406–1720 и 4) 1721 – настоящее время. Первый и второй интервалы длились около 200 лет. Подобно циклу, предшествовавшему супер-извержению вулкана Чангбай, оба интервала характеризовались продолжительными перерывами между извержениями в начале и короткими – в конце: первый уменьшением перерывов между событиями от 103 до 16 лет, второй – длительным перерывом 156 лет и коротким – 28 лет. Третий интервал был более продолжительным и занял более 300 лет. Он также начинался с длительного перерыва между извержениями 191 г. при последовательном уменьшении длительности перерывов до 29 лет. Интервал завершался кардинальной перестройкой магматических систем на востоке Азии. В качестве рубежа этой перестройки на исследуемой территории мы принимаем извержения вулканов Лаохейшан и Хуошаошан на поле Удалианчи в 1720–1721 гг., во время которых произошла смена литосферных источников подлитосферными [4; 6, 11]. Между событиями вулкана Чангбай в 1703 и 1776 гг. прошло 73 г. Середине этого временного отрезка соответствовала эндогенная катастрофа на Камчатке в 1736–1741 гг. Считая извержение 1776 г. начальным событием нового цикла извержений на вулкане Чангбай, следовавшего после перестройки, мы определяем длительность перерыва между извержениями 1776 и 1903 гг. в 127 лет. С 1903 г. до настоя-

щего времени прошло 110 лет. Если, подобно всем предшествующим интервалам, вновь проявится тенденция сокращения перерывов между извержениями, новое событие произойдет в течение следующих 17 лет – т. е. до 2030 г. Нельзя исключить также иной сценарий эволюции вулканизма с относительным увеличением перерывов между извержениями после кардинальной перестройки магматических систем востока Азии во время общей эндогенной катастрофы 1720–1741 гг.

9.4. Заключение о значении перестроек вулканических систем Азии в четвертичное время

Четвертичные вулканические извержения в Азии были нерегулярными и подчинялись перестройкам, произошедшим 1) в первой половине плейстоцена, 2,3–1,5 млн лет назад, 2) в среднем плейстоцене, 0,6–0,4 млн лет назад и 3) в раннем голоцене, 8,8 калибр. тыс. лет назад. Особая перестройка, сопровождавшаяся сменой литосферного источника вулканизма астеносферным, произошла при извержениях вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1721 гг. [4; 6].

Общие тенденции эволюции отражены в вулканических процессах поля Удалианчи. На этом поле вулканизм начался около 2,1 млн лет назад, одновременно с общей перестройкой, происходившей на различных вулканических территориях в интервале 2,3–1,5 млн лет назад. Значительные извержения Удалианчи характеризовали концентрацию вулканических событий вблизи межплитных границ в последние 2 калибр. тыс. лет, а во Внутренней Азии извержения имели место 14,4–2,0 калибр. тыс. лет назад.

Из выполненного анализа следует, что в эволюционном отношении четвертичный вулканизм восточной, южной пограничных территорий и внутренней части Азии несколько отличался. Эффект межплитного взаимодействия был выражен в отклонениях вулканических циклов от орбитального периода ~ 0,4 млн лет в Восточной и Южной Азии в интервале 5,0–0,8 млн лет назад. Перестройка магматических систем в раннем квартере состоялась во время максимального искажения цикличности (при периодичности ~ 0,2 млн лет). Переход к режиму с вулканическими циклами, превышавшими орбитальное значение (с периодами до 0,7 млн лет) привел к развитию аномально быстрой периодичности 0,1 млн лет в последние 0,6 млн лет. На этом временном отрезке, извержения вулканов Центральной, Восточной и Южной Азии стали практически синхронными.

Выявлена перестройка вулканических систем 0,6–0,4 млн лет назад. Вулканизм на Джидинском, Тункинском и Витимском полях предшествовал этой перестройке, а на поле Токинского Становика – следовал за ней.

На Тарят-Чулутынском поле эпизоду перестройки соответствовали наиболее объемные вулканические извержения, на Восточно-Тувинском поле во время перестройки вулканизм, наоборот, угасал. На Удоканском поле вулканизм получил развитие и во время перестройки, и после нее. На последних трех полях (Тарят-Чулутынском, Восточно-Тувинском и Удоканском) извержения продолжались до голоцена, включительно.

Во временном распределении финальных четвертичных вулканических извержений в Байкальской рифтовой системе отражены фундаментальные различия в динамике ее ядра (Южно-Байкальской впадины) и периферии. В раннем-среднем кайнозое через это ядро проходила траектория структур Тунка-Еравнинской рифтовой зоны, а в позднем кайнозое – Байкальской. Около 0,6 млн лет назад вулканизм завершился на траектории Тунка-Еравнинской рифтовой зоны с продолжением на траекториях рифтовых зон Байкальской системы: на северо-востоке – на Удоканском поле окончания Байкальской рифтовой зоны, на северо-западе – на полях Окинско-Тоджинской рифтовой зоны и на юго-западе – на полях Центрально-Монгольской рифтовой зоны.

Юные вулканические извержения в Центральной Монголии, Северном Забайкалье и Северо-Восточном Китае были согласованы между собой во времени. В зоне юного вулканизма хр. Удокан Северного Забайкалья установлена структурная перестройка, произошедшая около 8,8 тыс. лет назад. В Тарятской впадине Центральной Монголии извержения субширотной линии вулканов Однобокий, Лиственничный и Соновый предшествовали этой структурной перестройке порядка 50 тыс. лет назад, а извержения северо – северо-восточной линии построек вулкана Хорго и излияния лавовых потоков, затопивших территорию либо соответствовали моменту перестройки, либо следовали непосредственно после нее. В Северо-Восточном Китае вулканизм начался одновременно с перестройкой вулканической зоны хр. Удокан, а максимальная частота извержений была достигнута через 6–8 тыс. лет после перестройки, т. е. в последние 2,5–2,0 тыс. лет.

Мы различаем вулканические процессы Азии конца плейстоцена и голоцена с эволюцией экспоненциального и квазиравномерного типа. Структурная перестройка вулканической зоны хр. Удокан отражала переход от изначально аномальных (нестационарных) условий развития магматической системы к нормальным (стационарным). Нестационарные условия выражены в эволюции вулканизма хр. Удокан и Восточного вулканического пояса Камчатки, стационарные – в Срединном хребте Камчатки и на территории Северо-Восточного Китая и Корейского п-ова. В частоте вулканических извержений последних территорий проявилась цикличность. Выделились интервалы, характеризовавшиеся более низкой вулканической активностью в первой половине и ее возрастанием – во второй. Новый отсчет событий начался с вулканического извержения на поле Удалианчи в 1720–1721 гг.

Список литературы

1. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000. – 288 с.
2. Голоценовый вулканизм в Центральной Монголии и Северо-Восточном Китае: асинхронное декомпрессионное и флюидное плавление мантии / И. С. Чувашова [и др.] // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 19–45.
3. *Девяткин Е. В.* Геохронология кайнозойских базальтов Монголии и их связь со структурами новейшего этапа / Е. В. Девяткин // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2004. – Т. 12, № 2. – С. 102–114.
4. Изотопно-обогащенные компоненты в эволюции позднекайнозойского калиевого магматизма провинции Хейлонгджанг, Северо-Восточный Китай / И. С. Чувашова [и др.] // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2009. – Т. 2, № 2. – С. 181–198.
5. Кайнозойские отложения Тарятской впадины и долины р. Чулуту (Центральный Хангай) / Н. А. Логачев [и др.] // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. – 1982. – № 8. – С. 76–86.
6. Калиевая и калинатровая вулканические серии в кайнозое Азии / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : ГЕО, 2012. – 351 с.
7. *Леонов В. Л.* Новые данные по Ar–Ar датированию игнимбритов Камчатки / В. Л. Леонов, И. Н. Биндеман, А. Н. Рогозин // Материалы конференции, посвященной дню вулканолога. – Петропавловск-Камчатский : Ин-т вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, 2008. – С. 187–196.
8. *Певзнер М. М.* Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма Срединного хребта Камчатки в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования) : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук / М. М. Певзнер. – М., 2011. – 48 с.
9. *Рассказов С. В.* Среднеголоценовое изменение тектонических напряжений в вулканической зоне хребта Удокан, Восточная Сибирь / С. В. Рассказов // Вулканология и сейсмология. – 1999. – № 2. – С. 70–74.
10. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 6. – С. 3–15.
11. Эндеогенные катастрофы Азии в четвертичном периоде: время и масштабы крупнейших синхронных тектонических и магматических событий / С. В. Рассказов [и др.] // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований : материалы VI Всерос. совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, 2009. – С. 500–503.
12. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 Cal Kyr BP / P. J. Reimer [et al.] // Radiocarbon. – 2004. – Vol. 46, № 3. – P. 1029–1058.
13. *Liu J.* Active volcanoes in China / J. Liu, H. Taniguchi // Northeast Asian Studies. – 2001. – Vol. 6. – P. 173–189.
14. Petrochemical study of the Jingpohu Holocene alkali basaltic rocks, northeastern China / Z. Zhang [et al.] // Geochemical Journal. – 2002. – Vol. 36. – P. 133–153.
15. *Rasskazov S.* Magmatic response to the Late Phanerozoic plate subduction beneath East Asia / S. Rasskazov, H. Taniguchi. – CNEAS Monograph Series No. 21. Tohoku University, Japan, 2006. – 156 p.
16. *Simkin T.* Volcanoes of the World. / T. Simkin, L. Siebert. – 2nd ed. – Tuscon, Arizona : Geoscience Press Inc., 1994. – 300 p.
17. This dynamic planet world map of tectonics, volcanoes, earthquakes, and plate tectonics / T. Simkin [et al.]. – Washington D. C., 1989.
18. *Wei H.* Review of eruptive activity at Tianchi volcano, Changbaishan, northeast China: implications for possible future eruptions / H. Wei, G. Liu, J. Gill // Bulletin of Volcanology. – 2013. – Vol. 75, N 4. – P. 1–14.

Глава 10

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ МАНТИИ В ТЕРМИНАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ U–Th-ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ

10.1. Постановка проблемы

Поля новейшего вулканизма Азии расположены в областях высокой сейсмической, тектонической и геодинамической активности, поэтому их пространственное положение используется в качестве одного из критериев для количественной оценки опасности геологических процессов территорий [3; 5; 6; 8; 10]. Источники вулканизма находятся в верхней мантии и служат непосредственным отражением протекающих в ней процессов плавления вещества. Неясно как активность мантии соотносится с активностью процессов, протекающих в коре, поэтому необходимо, прежде всего, вывести количественные критерии активности непосредственно самой мантии. Очевидно, также, что, кроме знания местоположения вулканических полей, для оценки современной активности мантии необходимы прецизионные аналитические исследования вулканических пород с определением пространственно-временных соотношений материала глубинных источников по изотопно-геохимическим данным.

В определении иерархии циклических процессов кайнозоя делался акцент на квазипериодичном проявлении максимумов вулканических событий последних ~ 2 млн лет [1; 9]. Появление максимума событий рассматривалось как признак усиления мантийных процессов, а минимума – ослабление. Осталось невыясненным, с какого времени мантия находилась в единой однонаправленной геодинамической эволюции? Возрастала или снижалась активность мантии Азии от прошлого к настоящему? От ответа на эти вопросы напрямую зависит оценка ее современного состояния.

Результаты исследований классического ледникового изостатического контроля постгляциального поднятия Фенноскандии противоречивы. В ранних работах геофизиков были предложены различные варианты вязкостных и глубинных параметров астеносферной мантии. В настоящее время упругая литосфера под этой территорией оценивается мощностью более 200 км, а существование под ней астеносферного слоя с низкой вязкостью служит предметом дискуссии. Для разработки моделей гляциального контроля мантийной динамики перспективны территории покровного оледенения, охваченные четвертичным вулканизмом, ибо накопление и стаивание льда должно повышать и понижать

литостатическое давление в литосфере и, следовательно, влиять на процессы плавления мантии. Таким образом, оценки состояния глубинных слоев мантии территорий покровного оледенения и вулканизма может проводиться с введением оценочных параметров временных вариаций плавления мантии.

В настоящей главе реконструировано общее повышение скорости плавления и апвеллинга мантии в последние 400 тыс. лет по U–Th-изотопной систематике вулканических пород Хангая и Саян (рис. 1). Определены более низкие динамические параметры магматизма первой территории, чем второй с уравниванием в голоцене [17].

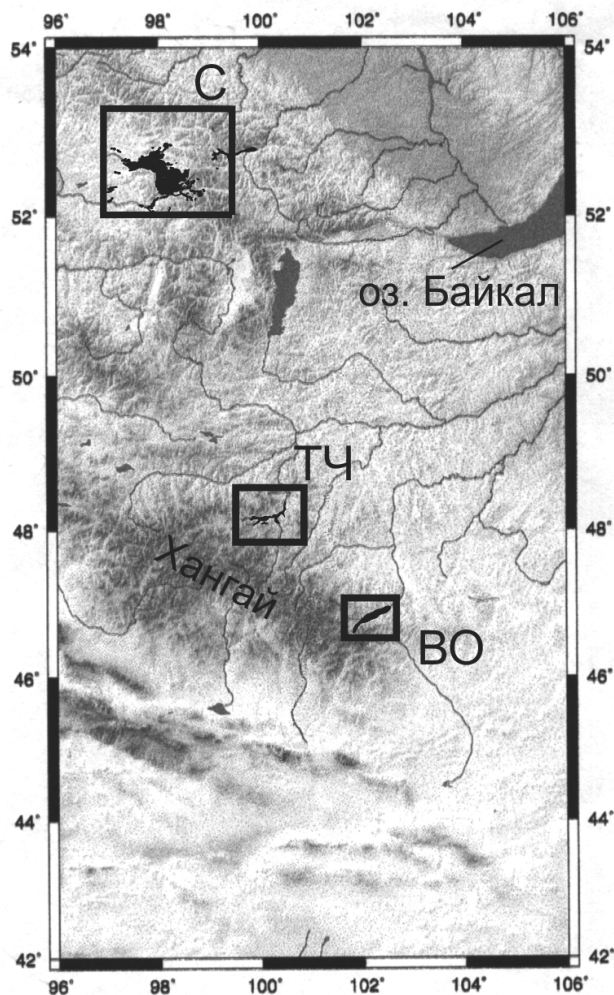


Рис. 10.1. Местоположение изученных вулканических полей плейстоцена–голоцена (показано прямоугольниками) в Саянах (С) – вулканы: Саган, Плоский, Кок-Хемский, Шивит, Соруг-Чушку-Узю, Приозерный, Улуг-Арга) и Хангае (ТЧ – Тарят-Чулутынское поле – вулканы: Шаварын-Царам, Однобокий, Сосновый, Лиственничный, Хорго; ВО – Верхне-Орхонское поле)

10.2. Подходы к изучению мантийной динамики в системе короткоживущих изотопов U и Th

Общая типизация магматических источников по изотопным отношениям Sr, Nd, Pb и других элементов с учетом микроэлементных параметров дополняется для вулканических пород последних 500 тыс. лет системой короткоживущих нуклидов U-серий. Наряду с датированием вулканических пород, соотношения нуклидов серии ^{238}U служат для соединения геохимических данных с теоретическими моделями магматических процессов. Продукты молодых вулканических извержений могут обладать равновесным или неравновесным составом изотопов. Неравновесный состав нуклидов в серии ^{238}U обусловлен отличием химических свойств Th и U, выражающимся в обогащении или, наоборот, обеднении нуклидом ^{230}Th относительно нуклида ^{238}U при плавлении. Сходство коэффициентов распределения U и Th между частичными выплавками и минеральными фазами (оливином, пироксенами) мантийных шпинелевых перидотитов выражается в равновесном составе нуклидов. Относительное обогащение радиогенным нуклидом ^{230}Th может приводить к незначительному смещению равновесия при плавлении клинопироксена, но $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$ не превышает 1,15 [18] (отношение нуклидов в скобках – единицы активности). По отношению к гранату, Th проявляет в выплавках свойство более несовместимого элемента, чем U. В идеальном случае медленное фракционное плавление гранатового перидотита с мгновенным отделением жидкой фазы должно выражаться в отношении $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}) = \sim 4,0$. Это отношение приближается к 1,0, если плавление в источнике идет быстро, не испытывая влияния пористости среды, а затем расплав быстро переносится к земной поверхности.

В динамической модели скорость плавления M_{max} рассчитывается по формуле [19]:

$$M_{\text{max}} = \frac{(\lambda_{238} + \lambda_{230})[\rho_f \phi + \rho_s(1 - \phi)D_U] - Z\lambda_{230}[\rho_f \phi + \rho_s(1 - \phi)D_{Th}]}{(Z - 1)[1 + \rho_f \phi[\rho_s(1 - \phi)]]},$$

где λ_{238} , λ_{230} – константы радиоактивного распада (соответственно, $1,55125 \times 10^{-10}$ год $^{-1}$ и $9,156 \times 10^{-6}$ год $^{-1}$), Z – измеренное $(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})$, ϕ – пористость плавления, ρ_f , ρ_s – плотность расплава и твердого субстрата (соответственно, 2800 кг·м $^{-3}$ и 3300 кг·м $^{-3}$) [14], D_U , D_{Th} – валовые коэффициенты распределения урана и тория (соответственно, 0,005 и 0,003).

Скорость плавления используется для оценки скорости апвеллинга твердой мантии W в одномерной расплавной колонне:

$$W = \frac{M}{\rho_s(d_f / d_z)},$$

где z – глубина в магматической колонне (км), $d_f/d_z = 0,003$ км $^{-1}$.

В вулканических породах большинства океанических островов ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$) определено в диапазоне 1,1–1,5 и скорости плавления оцениваются величинами $<3 \times 10^{-4} \text{ кг м}^3 \text{ год}^{-1}$. Из 50 опубликованных определений ($^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$), за исключением 6-ти, лавы о-ва Гавайи дали значение, равное 1,0 в пределах 2σ . Слабый избыток ^{230}Th объясняется здесь высокой скоростью поднятия материала мантийного плюма ($0,3 \text{ м год}^{-1}$) [14].

Рутинные прецизионные измерения изотопов U-серии требуют больших затрат времени и дополнительных технических решений, поэтому, как правило, изученные объекты характеризуются единичными определениями изотопных отношений. Точные результаты дают методы альфа-счета и масс-спектрометрии с термической ионизацией с использованием многоканального масс-спектрометра [13; 15]. Нами представляются результаты измерений изотопов в 74 образцах вулканических пород Хангая и Саян, полученные измерениями изотопов ^{238}U -серии, выполненными по экспрессной методике [4, 7] с использованием прибора индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии Agilent 7500se. Время магматических процессов определялось в U–Th- и K–Ar-изотопных системах [17].

10.3. Результаты

По полученным данным реконструируется общее повышение скорости плавления и апвеллинга мантии в последние 400 тыс. лет с динамическими параметрами магматизма первой территории более низкими, чем второй и уравниванием динамических параметров в голоцене.

Магматические расплавы, извергнутые на Хангае 400 тыс. лет назад, обладали повышенными концентрациями Th (6–8 мкг/г) и отношениями Th/U в интервале 3,7–3,9. Высокие отношения начального отношения ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) (4,3–6,0) отражали медленное фракционное плавление, сопровождавшееся быстрым удалением выплавов. В эпизоды 50–35 и ~ 9 тыс. лет назад отношения $^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$ снижались от интервала 1,23–1,52 до интервала 1,08–1,22 (рис. 2), что свидетельствовало о заметном относительном возрастании пористости, максимальных скоростей плавления и апвеллинга мантии.

Магматические расплавы, извергнутые в Саянах 350 тыс. лет назад, имели пониженные концентрации Th (~2 мкг/г) и отношения Th/U в интервале 2,7–2,9. По сравнению с расплавами Хангая, состав мантийного источника был более обедненным. Их высокие начальные отношения ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) (2,7–2,8) свидетельствовали о сравнительно медленном фракционном плавлении и апвеллинге. Максимумы плавления и апвеллинга мантии этой территории 170 и 50 тыс. лет назад ($M_{\text{max}} = 1,1 \times 10^{-3} \text{ кг/м}^3/\text{год}$, $W_{\text{max}} = 11 \text{ см}\cdot\text{год}^{-1}$) были разделены минимумом плавления и апвеллинга 150 тыс. лет назад.

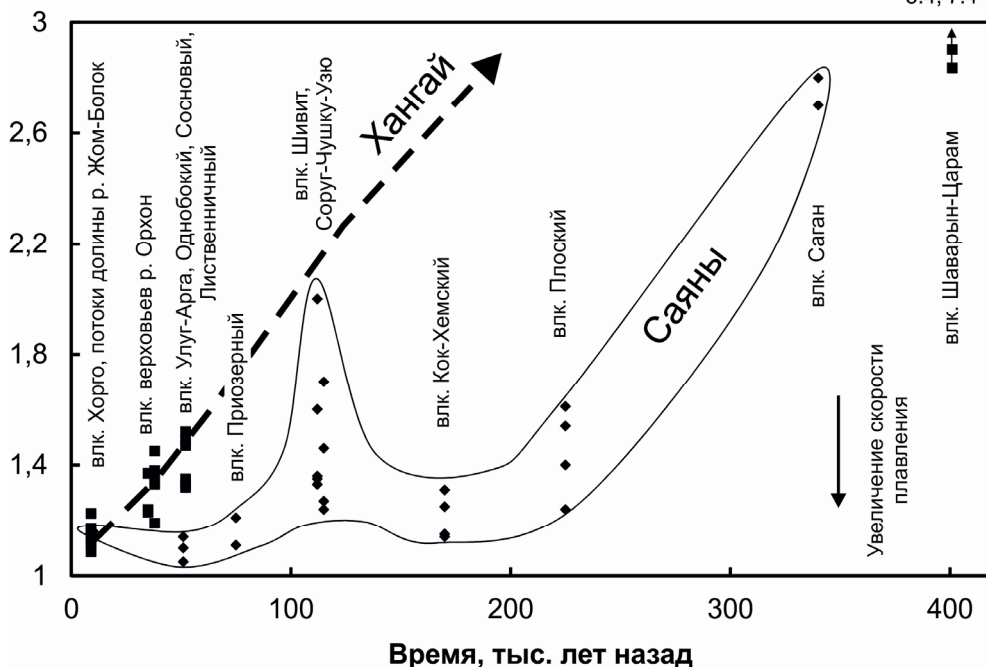


Рис. 10.2. Сопоставление временных вариаций ($^{230}\text{Th}_0/^{238}\text{U}$) в извергнутых расплавах вулканов Хангая и Саян

10.4. Обсуждение

Рассчитанные динамические параметры активности мантии обеих территорий были существенно ниже параметров плюмового магматизма Гавайев.

10.4.1. Геодинамический импульс современной мантии Центральной Азии

Высокая активность мантии обусловила объемные лавовые извержения на вулканических полях Центральной Азии около 600–500 тыс. лет назад. О возможной связи максимума активности мантии 600–500 тыс. лет назад с общим развитием структуры центральной части Байкальской рифтовой системы свидетельствует одновременное угасание вулканизма Тунка-Джидинской и Ингур-Малоамалатской субмеридиональных зон около 600 тыс. лет назад [1, 12]. По U–Th систематике, выявляется резкое снижение активности мантии Хангая и Саян 400–350 тыс. лет назад с ее общим возрастанием к настоящему времени.

Цикличность магматических процессов в Центральной Монголии определялась по временным вариациям калия. В последние 2 млн лет в

лавах Тарят-Чулутынского поля установлены квазипериоды с длительностью от 700 до 300 тыс. лет [11]. Максимум активности мантии 600–500 тыс. лет назад соответствовал низким концентрациям калия. Повышение концентраций этого элемента 400 тыс. лет назад в лавах вулкана Шаварын-Царам обозначило снижение активности, а последующее уменьшение концентраций калия – возрастание. Таким образом, цикличные вариации калия в лавах Центральной Монголии служили в качестве независимого показателя временных вариаций активности мантийных процессов.

10.4.2. Контроль вариаций плавления мантии Саян накоплением и стаиванием ледников

Важная информация о современной мантии Земли получена при исследованиях ее динамического отклика на нагрузку и разгрузку поверхности. Под горами граница кора-мантия опускается. Но образование гор идет медленно, поэтому динамическими эффектами можно пренебречь. Мантия под горами находится в существенном гидростатическом равновесии на протяжении всего цикла горообразовательного процесса. Между тем, динамические эффекты создаются быстрым образованием ледниковых щитов, играющих важную роль в воздействии на мантию как избыточной нагрузки на поверхность Земли.

Ледниковому щиту, покрывающему Гренландию, соответствует прогиб поверхности в несколько километров. Местами ложе ледника находится ниже уровня моря. Нисходящее движение поверхности Земли при ледниковой нагрузке привело к латеральному течению мантии. Во время последнего ледникового периода Скандинавия была покрыта толстым ледниковым щитом, который также вызвал значительное опускание поверхности. Около 10 тыс. лет назад ледниковый покров стаял и произошел откат поверхности. Скорость отката была определена датированием поднятых пляжей. Процесс опускания и отката при нагружении и разгрузке поверхности ледниковым щитом проиллюстрирован на рис. 10.3.

Очевидно, что на временные вариации параметров выплавок Саян могли влиять дополнительные нагрузки на литосферу формировавшихся ледниковых покровов, мощность которых, по данным М. Г. Гросвальда [2], превышала 500 м. Повышение литостатического давления в мантии во время оледенения приводило к относительному снижению скоростей плавления и апвеллинга, но после стаивания ледников скорости возрастали. В таком режиме динамические параметры мантийных процессов под Саянами превышали динамические параметры процессов, получивших развитие под Хангаем в условиях отсутствия оледенения. Образование и стаивание ледников служило фактором, обеспечившим нестабильность среды в области магмообразования под Саянами и, как следствие, относительное повышение активности мантийных процессов.

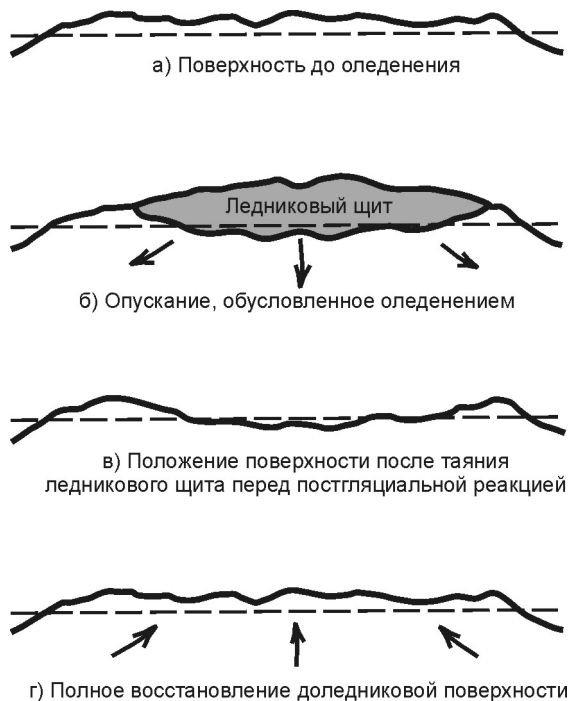


Рис. 10.3. Опускание, вызванное оледенением, и последующий постгляциальный откат. Горизонтальная штриховая линия – уровень моря. Из книги [16]

10.5. Заключение о выражении геодинамического импульса современной мантии Центральной Азии

Измерения изотопов ^{238}U -серии методом ИСП–МС в вулканических породах Саян и Хангая (Центральная Монголия) выявили общее повышение скорости плавления и апвеллинга мантии в последние 400 тыс. лет при более высоких динамических параметрах глубинного магматизма первой территории. Предполагается, что скорость плавления и мантийного апвеллинга под Саянами повышалась благодаря фактору снижения литостатического давления вследствие стаивания ледниковых покровов. В условиях отсутствия подобных ледниковых покровов динамические параметры плавления и мантийного апвеллинга под Хангаем были ниже.

Список литературы

1. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия) / С. В. Рассказов [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 2000. – 288 с.
2. Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья / М. Г. Гросвальд. – М.: Наука, 1965. 166 с.

3. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового Нагорья / В. П. Солоненко [и др.]. – М. : Наука, 1966. – 231 с.
4. Изотопы ряда радиоактивного распада урана 238 – сигналы палеоклиматов верхнего плейстоцена и геохронометры в осадках озера Байкал / Е. П. Чебыкин [и др.] // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45, № 5. – С. 539–556.
5. *Levi K. G.* Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ / К. Г. Леви, С. И. Шерман, В. А. Саньков // Геотектоника. – 2009. – № 2. – С. 78–93.
6. *Логачев Н. А.* О принципах и методике составления карты новейшей тектоники Сибири / Н. А. Логачев, С. И. Шерман, К. Г. Леви // Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. – Новосибирск : Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР. – 1981. – С. 12–20.
7. Метод определения изотопного состава аутигенного урана в донных отложениях озера Байкал / Е. П. Чебыкин [и др.] // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 6. – С. 604–616.
8. Неотектоника. Геология и сейсмичность зоны БАМ // С. И. Шерман [и др.]. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд-ние, 1984. – 207 с.
9. *Рассказов С. В.* Активный вулканизм восточной, южной границ и внутренней Азии в контексте четвертичных событий / С. В. Рассказов // Вулканизм и геодинамика : материалы V Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Екатеринбург, 2011. – С. 86–89.
10. *Трифонов В. Г.* Неотектоника Евразии / В. Г. Трифонов. – М. : Научный мир, 1999. – 254 с.
11. *Чувашова И. С.* Циклические вариации калия в позднекайнозойских лавах Центральной Монголии / И. С. Чувашова, С. В. Рассказов, С. Б. Брандт // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. – 2010. – Т. 3, № 1. – С. 159–176.
12. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы (Ar–Ar и K–Ar датирование вулканизма бассейна Джиды) / С. В. Рассказов [и др.] // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 6. – С. 3–15.
13. *Asmerom Y.* U-series isotope evidence for origin of continental basalts / Y. Asmerom, R. L. Edwards // Earth Planet. Sci. Letters. – 1995. – Vol. 134. – P. 1–7.
14. *Beattie P.* Uranium–thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite / P. Beattie // Nature. – 1993. – Vol. 363, N 6424. – P. 63–65.
15. High Th/U ratios in subcontinental lithospheric mantle: mass spectrometric measurement of Th isotopes in Gausberg lamproites / R. W. Williams [et al.] // Earth Planet. Sci. Letters. – 1992. – Vol. 111, N 2/4. – P. 257–268.
16. *Turcotte D. L.* Geodynamics. Second edition / D. L. Turcotte, G. Schubert. – Cambridge : Cambridge University Press, 2002. – 456 p.
17. U–Th-датирование средне-позднеплейстоценовых вулканических пород Саян и Хангая методом ИСП–МС / С. В. Рассказов [и др.] // Геохимия (в печати).
18. *Van Orman J. A.* Uranium and thorium diffusion in diopside / J. A. Van Orman, T. L. Grove, N. Shimizu // Earth Planet. Sci. Letters. – 1998. – Vol. 160. – P. 505–519.
19. *Zou H.* U–Th systematics of dispersed young volcanoes in NE China: Asthenosphere upwelling caused by piling up and upward thickening of stagnant Pacific slab / H. Zou, Q. Fan, Y. Yao // Chemical Geology. – 2008. – Vol. 255. – P. 134–142.

Заключение

В современной геологии развиты такие дисциплины как «Геодинамика», освещающая общую физику процессов и сил на Земле, «Современная геодинамика», касающаяся процессов и сил, действующих в настоящее время, и «Палеогеодинамика», обращающаяся к реконструкциям процессов и сил геологического прошлого. Мы изложили авторскую трактовку самостоятельной дисциплины «Новейшая мантийная геодинамика» как связующего звена между дисциплинами «Современная геодинамика» и «Палеогеодинамика». От современной геодинамики новейшая отличается предметом исследований. Если современная геодинамика ограничивается (по аналогии с современной тектоникой) изучением процессов и сил, их вызывающих в последние 10 тыс. лет, новейшая геодинамика оперирует интервалом предшествующих взаимосвязанных процессов и сил временного интервала последних 90 млн лет, которые и привели к современному состоянию мантии. Соответственно, палеогеодинамика рассматривает силы и процессы, не имеющие непосредственных связей с современным состоянием мантии. Для обоснования направления новейшей геодинамики мы аргументировали свои построения конкретными материалами по составу и пространственно-временной смене мантийных источников новейшего вулканизма Азии. У читателя должно сложиться понимание предмета исследования новейшей мантийной геодинамики – процессов (в данном случае магматических) и сил (в данном случае, эндогенных), обуславливающих эволюцию мантии Земли в последние 90 млн лет.

По характеру действующих сил во внутренней части Азии мы разделили процессы на конвергентные и дивергентные. В условиях конвергенции расплавы формировались в сравнительно низкотемпературных условиях. Высокотемпературные выплавки возникали в случае адиабатического поднятия мантийного материала. Как правило, такие условия существовали в зонах дивергенции.

В обсуждении конвергентной части модели магматизма Центральной Монголии мы исходили из изотопно-геохимических данных о компонентном составе мантийных магм, извергнутых на этой территории на новейшем геодинамическом этапе, совпавшем по времени с глобальным проявлением новейшей конвергентной геодинамики. Подобная модель мантийных магматических процессов предполагалась С. Маруямой и др. в инновационной статье, опубликованной в 2007 г. с призывом к дискуссии. Согласно этим авторам, магматизм Азии не отвечал модели, предложенной Дж. Морганом, а вызван противопотоком, образовавшимся в мантии в результате лавинного погружения тяжелых слэбов из переходной зоны в нижнюю мантию около 30 млн лет назад. К сожалению, С. Маруяма и др. не представили аргументов, которые бы свидетельствовали о том, что 1) вызывающие магматизм слэбы погружались

в нижнюю мантию и 2) погружение было именно 30 млн лет назад и не происходило раньше и позже этого времени.

Чтобы обосновать модель, подобную сугубо гипотетическим представлениям С. Маруямы и др., мы сначала установили зависимость пространственно-временного распространения и источников новейшего вулканизма в Центральной Монголии от структур закрывшихся позднефанерозойских палеоокеанов, от которых могли сохраниться стагнировавшие слэбовые фрагменты, а затем установили подобную зависимость пространственно-временной активности мел-палеогенового вулканизма Тянь-Шаня и его источников от структур закрывшегося в позднем фанерозое Туркестанского палеоокеана.

Предполагаемый нами процесс конвергентного очищения от стагнировавших высокоскоростных слэбовых фрагментов охватил южную и центральную части Саяно-Монгольского низкоскоростного домена в глубинном интервале 50–200 км. В пространственно-временной эволюции вулканизма отразилась последовательная активизация Гобийской и Хангайской палеослэбовых систем: первой – в интервале 91–31 млн лет назад, второй – с 32 млн лет назад до настоящего времени. Распространение вулканизма в Саяно-Хамардабанской области северной части Саяно-Монгольского домена было иным и отражало процессы дивергенции в Байкальской рифтовой системе.

Мы пришли к выводу о том, что магматизм крупных магматических провинций фиксировал структурные перестройки, осложнившие главный конвергентный эволюционный тренд. По крайней мере, некоторые из этих провинций (Исландская, Эфиопская и др.) пространственно связаны с развитием процессов дивергенции. Закономерно возникает вопрос: если конвергентный магматизм был отражением основных (глобальных) геодинамических процессов, какое место в геодинамике занимал дивергентный магматизм? Как соотносился конвергентный магматизм с дивергентным? Чтобы прояснить эти соотношения, мы выполнили предметный анализ магматизма дивергентного типа в осевой Южно-Байкальской впадине Байкальской рифтовой зоны, на Витимском плоскогорье за ее южной структурно-геоморфологической границей и в отдельной структуре слабого растяжения коры, в которой образовалось вулканическое плато Дариганга Юго-Восточной Монголии.

Култукский вулкан, извергавшийся в осевой Южно-Байкальской впадине, представлен фациями подводных извержений подушечных лав и гиалокластитов, субвулканических тел и наземных лавовых извержений. Вулкан контролировался Обручевским разломом, ограничивающим впадину с быстро уменьшающейся амплитудой вертикальных движений в западном направлении. Установлено, что Култукский вулкан был активен в начале и в конце вулканической деятельности, получившей развитие во временном интервале 18–12 млн лет назад в трех вулканических зонах: Камарской, Становой и Быстринской. Из рас-

смотрения геоморфологических условий размещения разновозрастных вулканических пород на западном побережье оз. Байкал сделан вывод о ярко выраженных вертикальных движениях коры, проявленных на этой территории в раннем миоцене и продолжающихся до настоящего времени. Использование линейной конфигурации вулканических зон и разнонесенных по высоте фрагментов вулканических и субвулканических тел в качестве геологических реперов не выявило существенной позднекайнозойской сдвиговой компоненты ни по Главному Саянскому разлому, ни вдоль Тункинской рифтовой долины. В трансензионной системе Камарской и Становой вулканических зон установлены источники малоглубинных выплавок из мантийной части литосферы с существенной примесью нижнекорового компонента и более глубинные – из астеносферной мантии. Локализация малоглубинного магматизма была пространственно связана с рифтогенным растяжением в Южно-Байкальской впадине. Процесс утонения литосферы отражен в смене выплавок под Култукским вулканом. Утонение литосферы осевой рифтовой структуры фиксировалось в корневой части Слюдянского литосферного блока, соответствовавшего раннепалеозойскому субтеррейну Хамардабанского составного террейна. Субтеррейн был подвержен раннепалеозойскому синколлизийному метаморфизму. Миоценовые базальтовые выплавки унаследовали компонентный состав, свойственный породам коллизийных обстановок.

При сравнительном анализе петрогенных оксидов, микроэлементов и изотопов Nd и Sr в представительных последовательностях вулканических и субвулканических пород западной и восточной частей Витимского плоскогорья выявлены петрогенетические группы с разными соотношениями компонентов из литосферных и подлитосферных источников. Предполагается, что начальный эпизод извержений пикробазальтов и Mg-базанитов в восточной части плоскогорья 16–14 млн лет назад явился результатом высокотемпературного плавления слабо изотопно-обедненного перидотитового материала, поднявшегося по адиабате из глубокой части мантии, и сильно изотопно-обедненного Mg-пироксенитового материала нижней части литосферы. Широкий спектр составов лав во временном интервале 14–9 млн лет назад вулканизм был обусловлен процессами «пассивного» рифтогенеза в западной части плоскогорья и «активного» – в восточной. Структурная перестройка, произошедшая в Байкальской рифтовой системе в последние 9 млн лет, привела к прекращению рифтогенеза на исследуемой территории. В результате релаксации и нивелирования утоненной литосферы под ее восточной частью во временном интервале 1,1–0,6 млн лет назад излились выплавки из умеренно изотопно-обедненной астеносферы, контаминированной глубинным слабо изотопно-обедненным мантийным материалом.

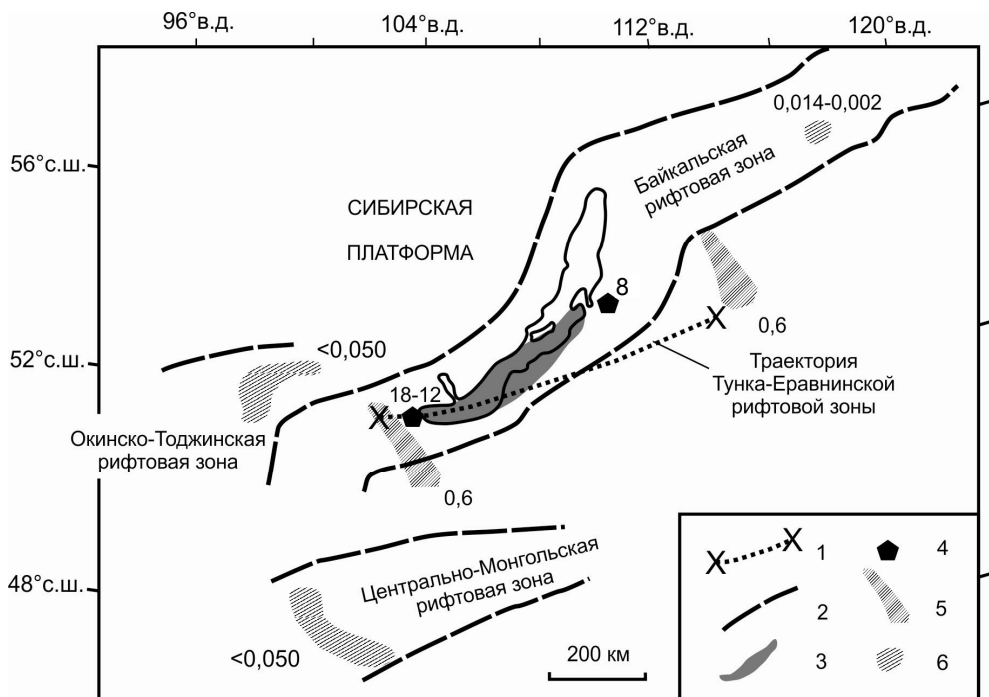
На вулканическом поле Дариганга установлен пространственный контроль высокомагнезиальных вулканических пород ($MgO = 11,0\text{--}15,8$ мас. %)

линейными зонами протяжённостью более 90 км и резкие отличия их химического состава от умеренномагнезиальных ($MgO = 3,0-11,0$ мас. %) пород, занимающих всю изометричную территорию вулканического поля. При сравнительном анализе петрогенных и малых элементов пород этого поля обоснована петрогенетическая модель мантийного магматизма одного глубинного уровня, в отличие от модели контрастных магматических процессов, проявленных на двух глубинных уровнях под вулканическим полем Ханнуоба. С учётом томографических данных о наличии Восточно-Монгольской низкоскоростной аномалии в верхней мантии, предполагается, что магматизм первого типа получил развитие в источниках на границе астеносферы–литосферы и непосредственно нижележащей астеносферы как отражение относительно слабого мантийного потока, вероятно, поднимавшегося с глубины ~ 250 км. Магматизм второго типа возник в обособленных источниках подлитосферной мантии и границы астеносферы–литосферы как свидетельство изначально сильного мантийного потока, возможно, зародившегося на глубине ~ 410 км.

Перенос акцент на современное состояние мантии в заключительной части работы, мы обратились к анализу пространственно-временного распределения четвертичного вулканизма на территории Азии и установили перестройки вулканических систем в интервалах 2,3–1,5 и 0,6–0,4 млн лет назад, а также 8,8 тыс. лет назад и в процессе вулканических извержений вулканов Лаохейшан и Хуошаошан в 1720–1721 гг. Эти перестройки сопровождались изменениями в мантийной динамике Азии*. Далее мы привлекли данные по U–Th-изотопной системе двух территорий Хангайского орогена (конвергентная обстановка) и Окинско-Годжинской рифтовой зоны (дивергентная обстановка), чтобы продемонстрировать относительное усиление мантийных геодинамических процессов на обеих территориях в последние 0,4 млн лет. Таким образом, современное состояние мантии Внутренней Азии должно было определяться процессами, получившими развитие после перестройки, произошедшей 0,6–0,4 млн лет назад.

Основываясь на синтезе данных о распределении четвертичных извержений в контексте кайнозойского рифтогенеза, мы формулируем положение о закономерных соотношениях глубинной динамики и тектонических движений в ядре и на периферии рифтовых структур Байкало-Монгольского региона, схематично иллюстрируемое на нижеследующем рисунке.

* Перестройка 8,8 тыс. лет назад была связана со сменой напряженно-деформированного состояния в коре.



Распределение терминального вулканизма в ядре и на периферии рифтовых структур Байкало-Монгольского региона. 1–2 – пространственное положение рифтовых структур: конца мела – палеогена, Тунка-Еравнинской рифтовой зоны (1) и неогена – квартера, рифтовых зон Байкальской системы (2); 3 – авулканическое ядро рифтовых структур с максимальной мощностью осадочных отложений; 4–6 – терминальные вулканические проявления (время, млн лет назад): рифтового ядра (4), активизированных поперечных структур Тунка-Еравнинской рифтовой зоны (5) и рифтовых зон Байкальской системы (6)

Ядро рифтовых структур, представленное Южно-Байкальским бассейном седиментации, находилось в конце мела и в палеогене на траектории Тунка-Еравнинской рифтовой зоны. Вулканизм отсутствовал в ее центральной части, а был выражен на окончаниях – на территориях будущей Тункинской долины и будущего Витимского плоскогорья (местоположение показано на рисунке косыми крестиками). Южно-Байкальское ядро продолжало служить бассейном седиментации в неоген-четвертичное время на траектории Байкальской рифтовой зоны – осевой зоны Байкальской рифтовой системы.

Вулканизм, пространственно связанный с ядром Байкальской рифтовой системы, проявился в ограниченном временном диапазоне 18–8 млн лет назад, а в периферических рифтовых структурах – в более широком диапазоне. В общем эволюционном контексте на четвертичном этапе проявился терминальный вулканизм периферических рифтовых структур. Субмеридиональные вулканические зоны – Транс-Хамардабанская, протягивающаяся от Джидинского до Тун-

кинского поля, и Ингур-Малоамалатская Витимского плоскогорья – находились на траектории мел-палеогеновой Тунка-Еравнинской рифтовой зоны и завершили активность 0,6 млн лет назад. Более поздний вулканизм проявился в периферических рифтовых структурах – на Удоканском поле северо-восточного окончания Байкальской рифтовой зоны и на вулканических полях Окинско-Тождинской и Центрально-Монгольской рифтовых зон.

Положение о закономерных соотношениях глубинной динамики и тектонических движений в ядре и на периферии рифтовых структур Байкало-Монгольского региона принимается нами как основа для изучения закономерностей текущих вариаций напряженно-деформированного состояния в рифтовых зонах Байкальской системы. Мы предполагаем, что фундаментальные различия динамики ядра и периферии рифтовых структур проявляются и в длиннопериодной эволюции, и в короткопериодных вариациях напряженно-деформированного состояния коры. В связи с этим отметим, что изучение процессов и сил, возникающих в коре, относится к категории разработок по коровой геодинамике Центральной Азии и выходит за рамки настоящей работы. В настоящей монографии мы ставили конкретные вопросы по новейшей мантийной геодинамике Азии и разрабатывали подходы к их решению.

Объяснение выявленных закономерностей в ходе мантийных магматических процессов не потребовало привлечения фактора влияния космических сил на Землю как одного из тел Солнечной Системы. В контексте работы по новейшей мантийной геодинамике это было бы не уместным, поскольку нельзя увязать полученные материалы по эндогенной активности Земли с какими-либо конкретными материалами по вариациям, полученным измерениями космических параметров геологического прошлого. По этой же причине не может аргументироваться и отсутствие такого влияния на новейшую эволюцию Земли.