

В.В. БУЛДЫГЕРОВ, В.Н. СОБАЧЕНКО

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**



В. В. БУЛДЫГЕРОВ, В. Н. СОБАЧЕНКО

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

ИРКУТСК 2005

УДК [55+551.2](571.5)''611''
ББК [26.3+26.321](2P54)

**Печатается по решению редакционно-издательского совета
Иркутского государственного университета**

Научный редактор:
кандидат геолого-минералогических наук, профессор *А.И. Сизых*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *Г.Я. Абрамович*,
кандидат геолого-минералогических наук, доцент *А.А. Белоголов*

ББК [26.3+26.321](2P54)

Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.

Проблемы геологии Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса. –
Иркутск: Иркут. ун-т, 2005 – 184 с.

ISBN 5–9624–0027–5

В монографии обобщены и изложены материалы по различным аспектам геологии Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса, собранные авторами, опубликованные и хранящиеся в малодоступных фондах геологических организаций. На основе их синтеза сделаны выводы о внутреннем строении, палеовулканических постройках, петрогеохимии магматических образований, тектоническом строении и геодинамике формирования пояса.

Работа проводилась в рамках федеральной целевой программы «**Интеграция науки и высшего образования России на 2002 год**» (государственный контракт Ц3031/2129) по проекту на 2003-2006 годы: «**Геология центральной части Байкальской горной области**».

Монография рассчитана на специалистов в области геологии Восточной Сибири, геологии докембрия, палеовулканологии, петрогеохимии магматических образований, тектоники и геодинамики. Она может быть использована аспирантами и студентами при изучении курсов «Геология России», «Геология Восточной Сибири», «Геология докембрия», «Палеовулканология», «Петрология».

ISBN 5–9624–0027–5

© Булдыгеров В. В., Собаченко В. Н., 2005
© Иркутский государственный
университет, 2005

**Владимир Васильевич Булдыгеров
Виталий Николаевич Собаченко**

**ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ
СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОГО
ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА**

ISBN 5–9624–0027–5

Подписано в печать 17.01.05. Формат 60х90 1/8.
Печать трафаретная. Гарнитура Times. Бумага 80 г/м².
Уч.-изд. л. 24,1. Усл. печ. л. 23,0. Тираж 100 экз.

Отпечатано с готового оригинал-макета

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
Иркутского государственного университета
664003, Иркутск, бульвар Гагарина, 36; тел. (3952) 24–14–36

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
1. Краткая история геологической изученности пояса	6
2. Некоторые вопросы терминологии	6
3. Проблемы границ пояса	7
4. Геологическое строение пояса.....	13
4.1. Краткая характеристика фундамента пояса.....	13
4.2. Первый цикл формирования пояса	14
4.2.1. Первая стадия	15
4.2.1.1. Иликтинская свита (иликтинский вулканический комплекс).....	15
4.2.1.2. Кочериковский интрузивный комплекс	17
4.2.2. Вторая стадия	19
4.2.2.1. Большеминский вулканический комплекс	19
4.2.2.2. Кутимский интрузивный комплекс	23
4.2.3. Третья стадия	25
4.2.3.1. Баргундинский вулканический комплекс	25
4.2.3.2. Татарниковский интрузивный комплекс	28
4.3. Второй цикл формирования пояса	30
4.3.1. Первая стадия. Малокозинская свита (малокозинский вулканический комплекс)	32
4.3.2. Вторая стадия	35
4.3.2.1. Куленянский вулканический комплекс	35
4.3.2.2. Дельбичиндинский интрузивный комплекс	40
4.3.3. Третья стадия (домугдинский вулканический комплекс)	42
4.3.4. Четвертая стадия	51
4.3.4.1. Хибеленский вулканический комплекс	51
4.3.4.2. Яральский интрузивный комплекс	58
4.3.5. Метаморфогенно-метасоматическая стадия	62
4.3.6. Строение зоны Даванского глубинного разлома междуречья Мини и Слюдянки.....	67
4.3.7. Огнёвский палингено-метасоматический комплекс	76
4.4. Третий цикл формирования пояса	78
4.4.1. Ламборский вулканический комплекс	78
4.4.2. Чайская свита (чайский вулканический комплекс).....	90
4.5. Дайки основного состава	97
4.6. Некоторые закономерности геологического строения пояса	97
4.7. Осадочные отложения чехла Сибирской платформы в пределах пояса	100
5. Проблемы возраста пород пояса	102
6. Петрогеохимия магматических образований пояса.....	106
6.1. Петрогеохимия магматических образований первого цикла.....	106
6.2. Петрогеохимия магматических образований второго цикла.....	112
6.3. Петрогеохимия магматических образований третьего цикла	120
6.4. Петрогеохимия пород зоны Даванского глубинного разлома	125
6.5. Дополнительные данные по петрогеохимии магматических пород пояса	130
7. Тектоника	136
7.1. Вулканоструктуры и магматогенные структуры.....	137
7.2. Вулканно-тектонические структуры	138
7.2.1. Вулкано-тектонические депрессии	138
7.2.2. Вулкано-тектонические горсты	143
7.3. Вулкано-тектонические системы	145
7.4. Складчатые структуры	147
7.5. Разломы	151
8. Геодинамика пояса	153
8.1. Теоретические положения	153
8.1.1. Зарождение и эволюция плюмов	153
8.1.2. Процессы магмаобразования	154
8.1.3. Тектонические следствия воздействия плюмов	157
8.2. Геодинамика пояса	157
8.2.1. Геодинамика первого цикла	158

8.2.2. Геодинамика второго цикла	159
8.2.3. Геодинамика третьего цикла	169
8.2.4. Общие закономерности формирования пояса	173
Заключение	174
Литература	

ВВЕДЕНИЕ

СБВПП обнажается из-под чехла Сибирской платформы вдоль западной окраины Байкальской горной области. Слагающие его породы прослеживаются более чем на 500 км от правобережья р. Чаи на севере до верховьев р. Лены на юге при максимальной ширине в средней части до 60 км. В современном эрозионном срезе пояс имеет s-образную форму выхода с северо-восточным простиранием на севере и юге и меридиональным - в центральной части. В одних работах пояс назывался Аkitканским, в других – Прибайкальским. Но наиболее распространенное его название - «Северо-Байкальский», что и принято в настоящей работе.

В орографическом отношении центральная часть пояса принадлежит Аkitканскому хребту с абсолютными отметками до 1800 м. К северу хребет сливается с низкогорным рельефом северной части Байкальской горной области, к югу - переходит в Байкальский с абсолютными отметками более 2 км. На западе горный рельеф по неотектоническому разлому сменяется слабо расчлененной поверхностью кайнозойского Предбайкальского прогиба с абсолютными отметками 400-500 м. На восток от Аkitканского хребта простираются низко- и среднегорные сооружения центральной части Байкальской горной области. К востоку от Байкальского хребта расположена современная рифтогенная Байкальская впадина.

На западе и севере пояса речная сеть принадлежит системе р. Лены. Реки здесь довольно протяженные, пересекают пояс вкrest его простирания. На юго-востоке в основном распространены короткие водотоки, впадающие в озеро Байкал (рис. В-1).

Согласно постановлению II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, состоявшегося 9-12 сентября 2003 года в г. Екатеринбурге, одной из основных задач исследований в области палеовулканологии является изучение докембрийского вулканизма. Интереснейшим объектом его проявления является Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс (СБВПП). С момента своего выделения он привлекает внимание исследователей региональной геологии, палеовулканологии, тектоники, геологии докембрия, магматизма, метаморфизма, метасоматоза и минерогении. Этот пояс представляет уникальный докембрийский палеовулканический объект из-за хорошей сохранности многих палеовулканических структур. Благодаря быстрому захоронению палеовулканических построек и современной расчлененности рельефа, можно наблюдать их строение от самых верхних частей разреза наземных образований до глубоких корневых систем. В современном эрозионном срезе установлены постепенные переходы от неизменных пород до зон амфиболитовой фации метаморфизма и гранитообразования.

Взгляды на многие аспекты строения и формирования пояса, его положение в структуре региона и возраст разноречивы, часто противоположны. В предлагаемой монографии обобщены и изложены материалы по различным аспектам геологии СБВПП, собранные авторами в процессе многолетних исследований. В ней учтены опубликованные данные по геологии пояса и огромный фактический материал – результат трудоемких многолетних работ большой армии геологов, который хранится в малодоступных фондах геологических организаций. На основе синтеза всего фактического материала сделаны выводы о внутреннем строении, палеовулканических постройках, петрогеохимии магматических образований, тектонической природе, геодинамической обстановке и истории формирования пояса.

Характеристика геологических образований и структур пояса в монографии неравномерная, что обусловлено разной степенью их изученности. Одни приводимые выводы достаточно обоснованы фактическим материалом, другие имеют дискуссионный характер и требуют дополнительных исследований. Авторы старались подчеркнуть спорные вопросы геологии пояса.

Монография будет иметь как прикладное, так и теоретическое значение. Приведенные в ней данные и выводы могут быть использованы при проведении геологических работ на западной окраине Байкальской горной области. Она будет интересной для научных исследователей Восточной Сибири, раннего докембрия, палеовулканологии, петрогеохимии магматических образований, тектоники и геодинамики. Рассмотренный генезис пояса с позиции плюмтектоники служит альтернативой существующих воззрений на его тектоническую природу. Приведенный в монографии материал может быть также использован студентами и аспирантами в курсах «Геология России», «Геология Восточной Сибири», «Геология докембрия», «Палеовулканология», «Петрология».

Работа проводилась в рамках федеральной целевой программы «Интеграция науки и высшего образования России на 2002 год» (государственный контракт Ц3031/2129) по проекту на 2003-2006 годы: «Геология центральной части Байкальской горной области».

Старшим научным сотрудником Института геохимии СО РАН В.Н. Собаченко написаны разделы монографии «Строение зоны Даванского глубинного разлома», «Петрогеохимия пород зоны Даванского глубинного разлома» и «Дополнительные данные по петрогеохимии магматических пород пояса». Остальные разделы монографии написаны доцентом Иркутского госуниверситета В.В. Булдыгеровым. Общая редакция текста проведена В.В. Булдыгеровым. Большую помощь в подготовке рисунков, таблиц и компьютерной обработке текста оказали младшие научные сотрудники Института геохимии СО РАН М.А. Крайнов и Л.А. Куш, а также старший лаборант ИГУ А.В. Сизов. На обложке фото В.В. Торженсмеха. Авторы им весьма благодарны. Благодарны также профессору А.И. Сизых за ценные замечания.

Хочу отметить также с глубокой признательностью своих товарищей, которые шли со мной параллельными маршрутами и, не жалея сил, преодолевая большие трудности, собирали крупницы информации для составления геологических карт – фактурной основы настоящей монографии. Это Д.С. Глюк, А.Н. Демин, А.Ф., Н.К. Коробейников, Курносов, В.Д. Номоконов, Н.А. Срывцев, А.Л. Хайдуров и безвременно ушедшие от нас К.Н. Кузнецов, Э.И. Могилева, С.И. Морозов, В.Л. Патюков.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

Аб – альбит
Ан – анортит
Би – биотит
Вол – волластонит
Ге – гематит
Ил – ильменит
Кпш – калиевый полевой шпат
Мт – магнетит
Ор – ортоклаз
Пл – плагиоклаз
Пир – пироксен
Рог – амфибол
СБВП – Северо-Байкальский вулканно-плутонический пояс
Улв – ульвошпинель
Фс – феррисалит
Эн – энстатит
Al – коэффициент глиноземистости – $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ в мас. %
 $\text{Fe}_{\text{об}}$ – коэффициент железистости – $100(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ в атомных количествах
 $\text{Fe}_{\text{ок}}$ – коэффициент окисленности железа – $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ в атомных количествах
К – коэффициент калиевости – $\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ в атомных количествах
N – коэффициент апатитовости – $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$
n – количество анализов

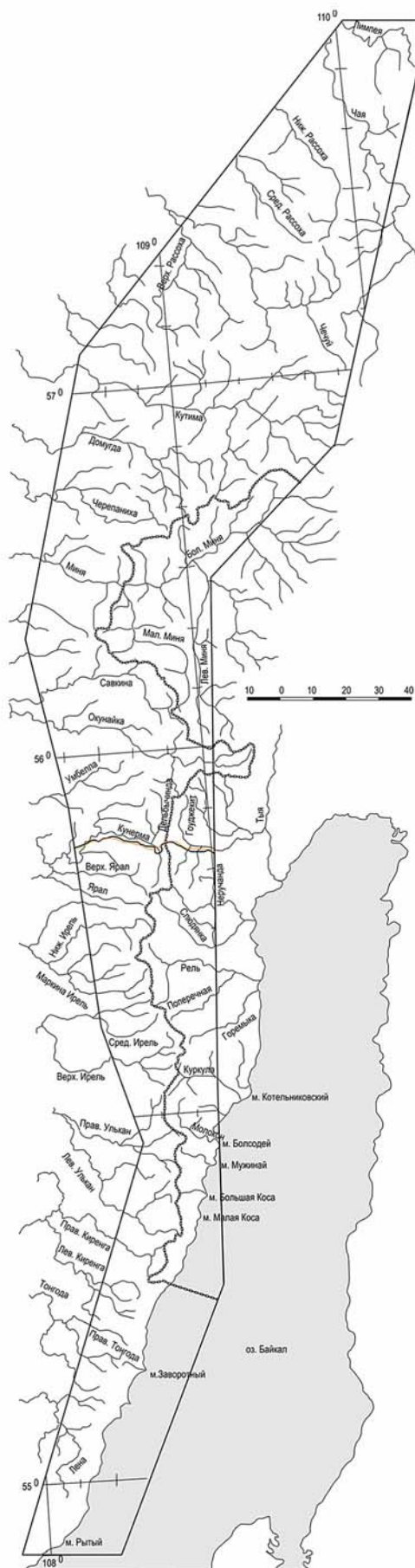


Рис. В.1 Схема гидрографии территории Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса:
контур - границы Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса

1. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ПОЯСА

Первые сведения об образованиях пояса получены И.Д. Черским в 1878 году на западном побережье озера Байкал. В дальнейшем исследовании пояса занимались П.И. Преображенский, М.М. Тетяев, В.А. Обручев, М.М. Лавров, А.А. Арсентьев, А.С. Кульчицкий, Е.В. Павловский, А.И. Цветков, В.Г. Дитмар, В.В. Домбровский. Эти исследования имели маршрутный характер и были направлены, главным образом, на закрытие белых пятен на геологической карте страны.

В 50-е годы изучением геологии и ураноносности пояса под руководством Л.И. Салопы занимались сотрудники ВСЕГЕИ Е.А. Шалек, А.Я. Жидков, В.К. Головенко и другие. В это же время в пределах пояса Сосновской экспедицией проводились поиски и оценка уранового оруденения. Руководил ими В.Г. Гарифулин. Параллельно под руководством В.Д. Маца, А.А. Малышева, А.А. Бухарова, Н.В. Сухановой, М.П. Лобанова, А.Н. Артемьева, Ю.П. Цыпукова проводилась планомерная геологическая съемка южной половины пояса в масштабе 1:200 000. Полученные материалы были обобщены Л.И. Салопом [1964, 1967], который создал основу расчленения образований пояса, принятую при геологосъемочных работах масштаба 1:200 000. В начале 60-х годов под руководством Л.Д. Комарова, А.Н. Дёмина, Т.А. Дольник, Ф.В. Никольского, Л.В. Ревякина геологической съемкой этого масштаба была покрыта северная половина пояса. В результате была создана кондиционная для того времени геологическая основа территории пояса и его окружения и опубликован ряд статей и монографий, авторами которых являются А.А. Бухаров, В.Д. Мац, М.П. Лобанов и другие.

С начала 60-х годов в пределах пояса стали проводиться геологосъемочные работы масштаба 1:50 000. Основными исполнителями этих работ являлись Л.П. Тигунов, А.Ю. Шманкевич, Н.К. Коробейников, А.А. Бухаров, К.Н. Кузнецов, Н.А. Срывцев, Н.Н. Вишняков, В.В. Булдыгеров, О.М. Можаровский, В.Н. Собаченко, И.К. Глотов, А.С. Киренский, А.Н. Дёмин, Д.С. Глюк, В.Д. Номоконов, С.И. Морозов, В.В. Бурович. Они во многом уточнили геологическое строение пояса и дали материал для пересмотра ряда ранее существовавших положений.

В течение длительного времени тематическими исследованиями геологии пояса занимались В.Д. Мац, А.А. Бухаров, М.П. Лобанов, В.В. Булдыгеров, В.Н. Собаченко, Н.А. Срывцев, и другие. Они уточнили представления о строении, процессах формирования и минерализации пояса.

С 1997 года в пределах пояса в рамках грантов Р-(02)-БАЙКАЛ-97-05-96374 и РФФИ-00-05-64676 (руководитель В.Н. Собаченко) проводили экспедиционные и лабораторные исследования авторы данной книги. В результате были получены дополнительно новые материалы по различным аспектам геологии пояса.

2. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТЕРМИНОЛОГИИ

В опубликованных материалах по геологии СБВПП, а также в отчетах производственных и научных организаций использованы классификации магматических пород по петрографическим признакам. В последнее время разработана более совершенная классификация магматических образований по петрохимическому составу [Классификация..., 1981; Магматические..., 1985], которая рекомендована для использования при проведении геологосъемочных работ [Инструкция..., 1995] и использована нами. В связи с этим в монографии многие употребляемые ранее названия пород подверглись коррективке.

Вулканогенные образования по своей природе имеют двойственный характер. С одной стороны, они могут соответствовать стратифицированным образованиям и иметь постепенные переходы с осадочными отложениями, с другой – по условиям залегания часто отвечают нестратифицированным объектам и имеют постепенные переходы в интрузивные тела. Такая двойственность обуславливает проблемы картировочной номенклатуры вулканогенных объектов. Во ВСЕГЕИ разработана инструкция, в которой требуется в обязательном порядке разделять стратифицированные и нестратифицированные образования вулканогенных объектов, объединяя их в необходимых случаях в легендах заголовком: «вулканическая» или «вулканно-плутоническая» ассоциация [Инструкция..., 1995, с. 33], без выделения на геологических картах.

При изучении вулканогенных объектов часто возникают ситуации, когда из-за плохой обнаженности или наложенных процессов разделить стратифицированные и нестратифицированные их составляющие невозможно. Эти моменты инструкция не учитывает. Для отражения на геологических картах такой ситуации нами предлагается вводить в легенды дополнительный прямоугольник с соответствующим цветом и индексом, описывая его, по аналогии со стратифицированными образованиями, как нерасчлененные или объединенные ассоциации или комплексы [Булдыгеров, 2003].

В настоящей работе мы используем термин «вулканический комплекс» с соответствующим географическим названием. Под ним подразумевается «совокупность генетически взаимосвязанных покровных, жерловых и околожерловых экструзивных и субвулканических фаций, возникших в процессе развития конкретной структуры за определенный промежуток времени с закономерной эволюцией вещественного состава» [Игнатьев, 1975, с. 16]. В подчиненном объеме в состав вулканического комплекса могут входить осадочные отложения.

Вулкано-плутонические процессы проявляются дискретно с перерывами разной продолжительности, что характерно и для СБВПП. В связи с этим в истории развития СБВПП выделяются циклы его формирования, которые разделяются продолжительными перерывами в вулканно-плутонической деятельности, сопровождаемыми поднятиями, денудацией, перестройкой структурного плана и метаморфическими изменениями пород. Магматические образования каждого цикла характеризуются определенными общими чертами петрогеохимического состава и эволюции, а вулканические извержения происходили в сходных палеогеографических условиях. Циклы разделяются менее продолжительными перерывами в вулканно-плутонической деятельности на стадии. В течение стадий формировались вулканические и комагматичные им интрузивные комплексы, отличающиеся по составу от магматических пород других стадий. Между образованиями стадий в большинстве случаев устанавливаются поверхности размыва.

Классификация структур, в строении которых принимают участие вулканогенные образования, принята согласно [Косыгин и др., 1973; Фремд, 1974]. Они делятся на вулканоструктуры (вулканические постройки), ВТ структуры и ВТ системы разного порядка.

В результате тектонических нарушений образуются в разной степени измененные породы. В центральных их частях часто невозможно однозначно восстановить их первичную природу. Такие образования нами выделяются как зоны разломов. По их периферии породы подвергаются меньшим изменениям и, по мере удаления от центра зоны разлома, эти изменения затухают. Такие участки выделяются нами как зоны влияния разлома.

3. ПРОБЛЕМЫ ГРАНИЦ ПОЯСА

СБВПП чаще всего рассматривают в рамках распространения вулканогенных образований на современной поверхности. А.А. Бухаров [1973, 1987] считает, что к нему относятся и гранитоиды, распространенные на его южном и северном флангах, следовательно, он прослеживается от истоков р. Ангара на юге до бассейна р. Витим на севере и его протяженность достигает 1000 км.

Восточная граница пояса на севере проводится обычно по Даванскому глубинному разлому (зоне смятия), по которому он контактирует с Чуйским геоблоком. При этом границы зоны смятия трактуются как зоны разломов [Наумов, 1974]. В Прибайкалье восточная граница пояса проводится по тектоническому или стратиграфическому контакту относительно слабо измененных вулканитов, объединяемых в акитканскую серию, с более древними, интенсивно дислоцированными и метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями сарминской и ольхонской серий.

Западная граница пояса, как правило, рассматривается в пределах выходов слагающих его пород. Указывается лишь, что они перекрыты здесь позднепротерозойской байкальской серией основания чехла Сибирской платформы, или ограничены разломами. Интерпретация геофизических данных по поводу западной границы пояса не однозначна. Одни исследователи считают, что геофизические материалы указывают на разломную границу пояса (краевого шва) вблизи современных выходов слагающих его пород [Наумов, 1974]. Другие предполагают, что эта граница удалена к западу от современных выходов пород пояса на 20-60 км [Бухаров, 1987].

В настоящей работе принимается точка зрения о полихронном характере СБВПП. В его формировании выделяется, как минимум, три цикла пространственно унаследованного проявления вулканно-плутонических процессов (см. главу «Геологическое строение»). С этих позиций и рассматриваются нами границы пояса.

Как показывает анализ материалов крупномасштабного геологического картирования и тематических исследований, восточная граница СБВПП с Чуйским геоблоком раннедокембрийских образований (чуйской толщей) проходит либо по Левоминскому разлому, ограничивающему зону Даванского глубинного разлома с востока (рис. 3.1), либо внутри этой зоны, где она затушевана процессами динамотермального метаморфизма, метасоматоза и палингенеза.

По нашему мнению, к СБВПП следует относить осадочно-вулканогенные и плутонические образования, которые объединялись, соответственно, в иликтинскую и окунайскую свиты, кочериковский, кутимский и татарниковский интрузивные комплексы (рис. 3.2, 3.3, 3.4). Поэтому границей

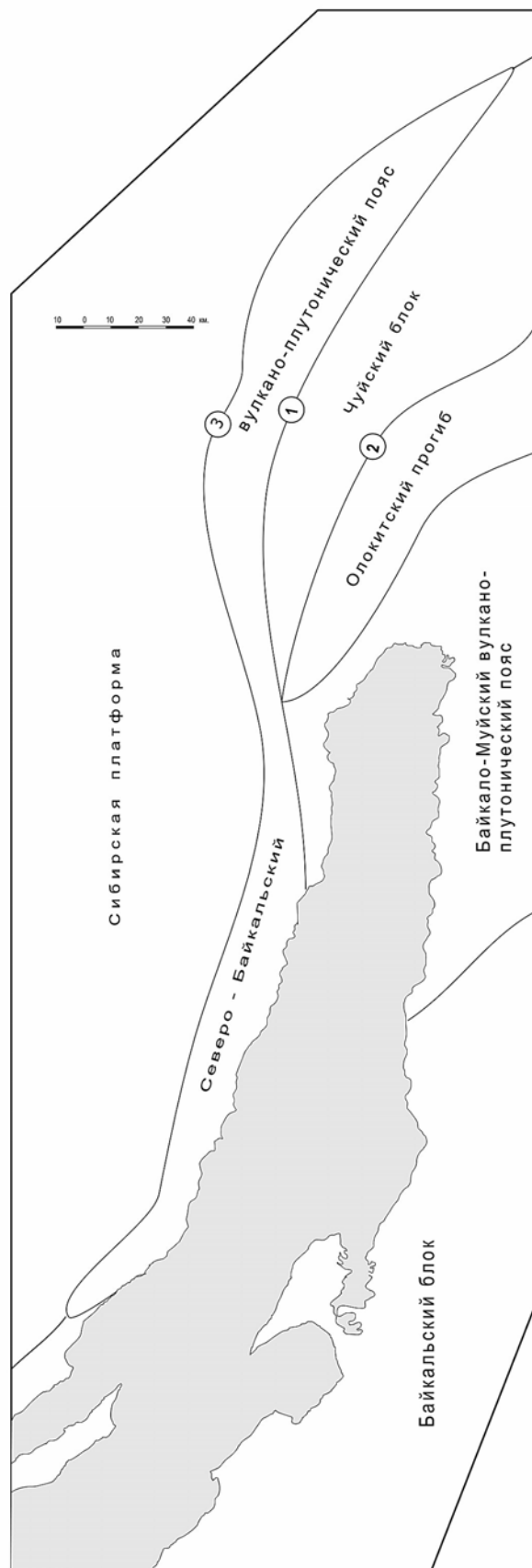


Рис. 3.1. Схема тектонического районирования Северного Прибайкалья:
 1 – Даванский, 2 - Абчадский, 3 - Передовой глубинные разломы

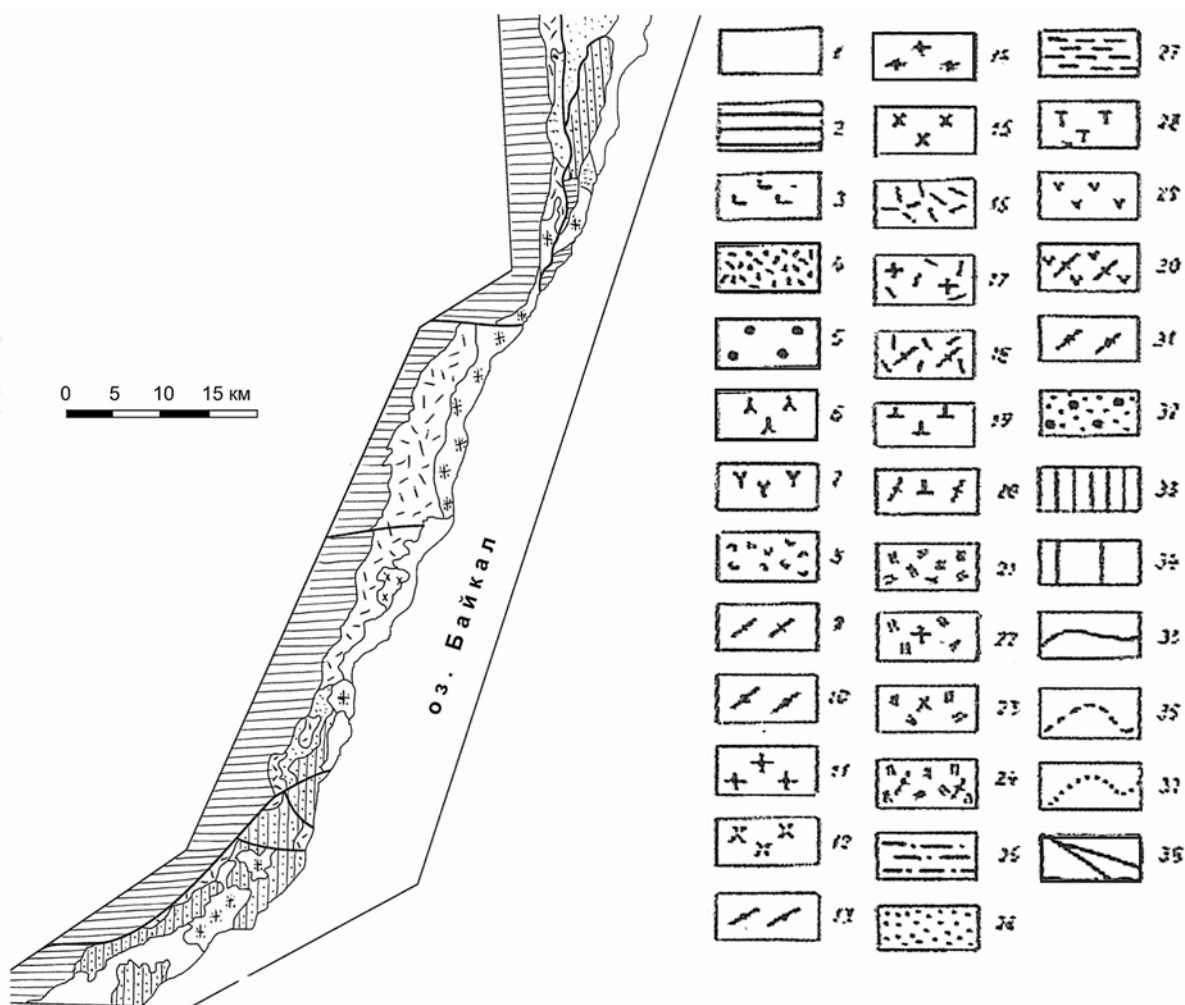


Рис. 3.2. Схематическая геологическая карта юга Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса (составлена с использованием фоновых материалов):

1 – кайнозойские отложения; 2 – среднерифейско-кембрийские отложения чехла Сибирской платформы; 3–5 – чайская свита (вулканический комплекс): 3 – шошониты, 4 – трахириодациты, 5 – осадочные породы; 6–7 – ламборский вулканический комплекс: 6 – вулканы состава от трахириодацитового до латитового, 7 – субвулканические монцитониты; 8 – огневский интрузивный комплекс, лейкограниты; 9–12 – палингенно-метасоматические образования даванского комплекса: 9 – лейкограниты с высокой радиоактивностью, 10 – палингенные граниты, 11–12 – палингенно-метасоматические гнейсо-граниты (11) и гранито-гнейсы (12); 13 – яральский интрузивный комплекс, гранитоиды; 14–16 – хибеленский вулканический комплекс: 14 – трахириодациты, 15 – субвулканические гранит-порфиры, 16 – разгнейсованные разности; 17–21 – домугдинский вулканический комплекс: 17–18 – трахидациты афанитовые (17) и раскристаллизованные (18), 19 – субвулканические граносиенит-порфиры, 20 – разгнейсованные разности, 21 – терригенно-вулканогенные породы; 22–23 – дельбичиндинский интрузивный комплекс, монцитониты массивные (22) и разгнейсованные (23); 24–27 – кунерминский вулканический комплекс: 24 – терригенно-туфогенные породы, 25 – туфы, 26–27 трахиандезиты массивные (26) и разгнейсованные (27); 28 – малокусинская свита (вулканический комплекс) с базальтоидами; 29 – татарниковский интрузивный комплекс, монцитониты; 30 – баргундинский вулканический комплекс, базальтоиды; 31–33 – кутимский интрузивный комплекс: 31 – габброиды первой фазы, 32 – гранодиориты второй фазы, 33 – лейкограниты третьей фазы; 34 – большеминский вулканический комплекс, вулканы состава от базальтового до риолитового и туфогенно-терригенные породы; 35 – кочериковский вулканический комплекс, плагиограниты; 36 – иликтинская свита (вулканический комплекс) с базальтоидами

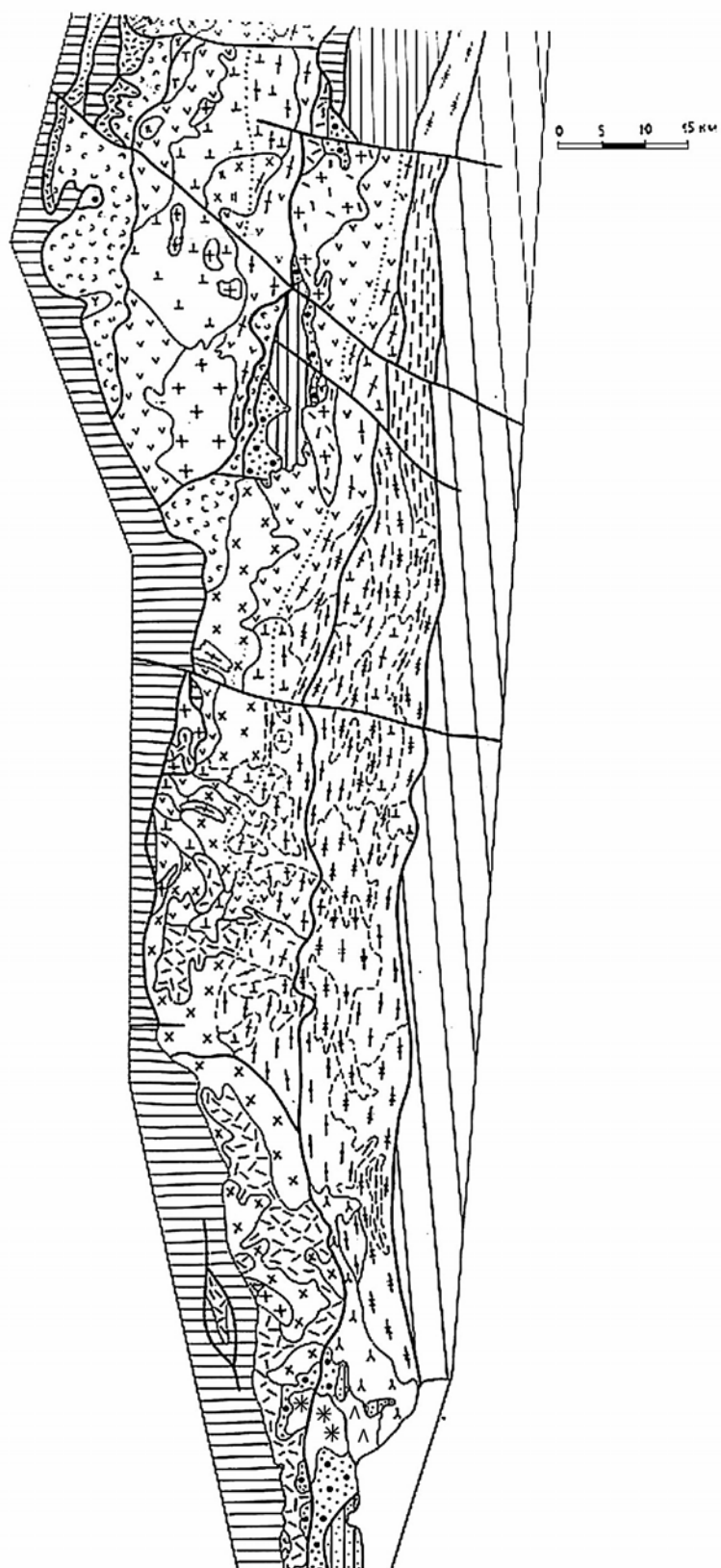


Рис. 3.3. Схематическая геологическая карта центра Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса (составлена с использованием фоновых материалов):
условные обозначения см. рис. 3.2

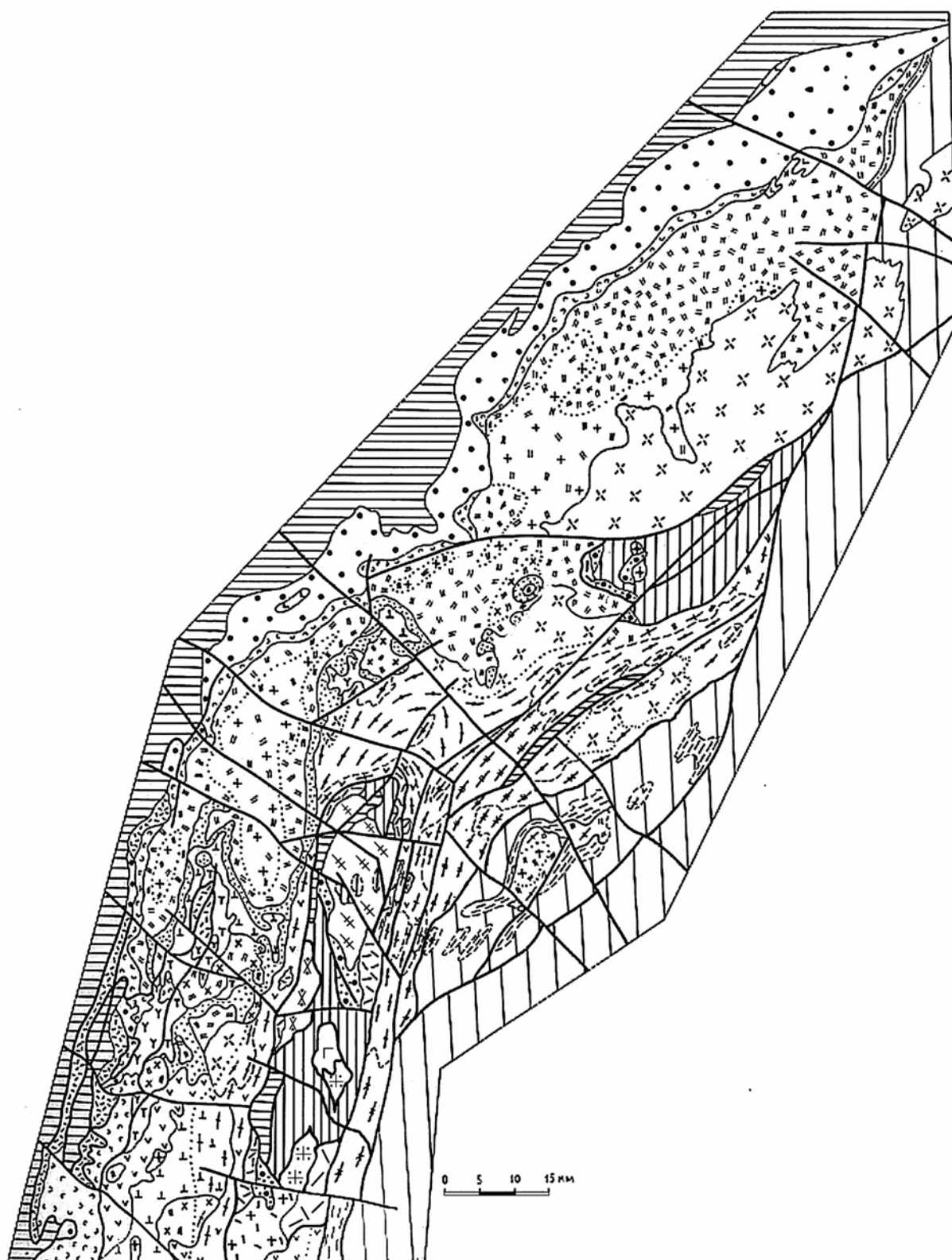


Рис. 3.4. Схематическая геологическая карта севера Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса (составлена с использованием фоновых материалов):
условные обозначения см. рис. 3.2

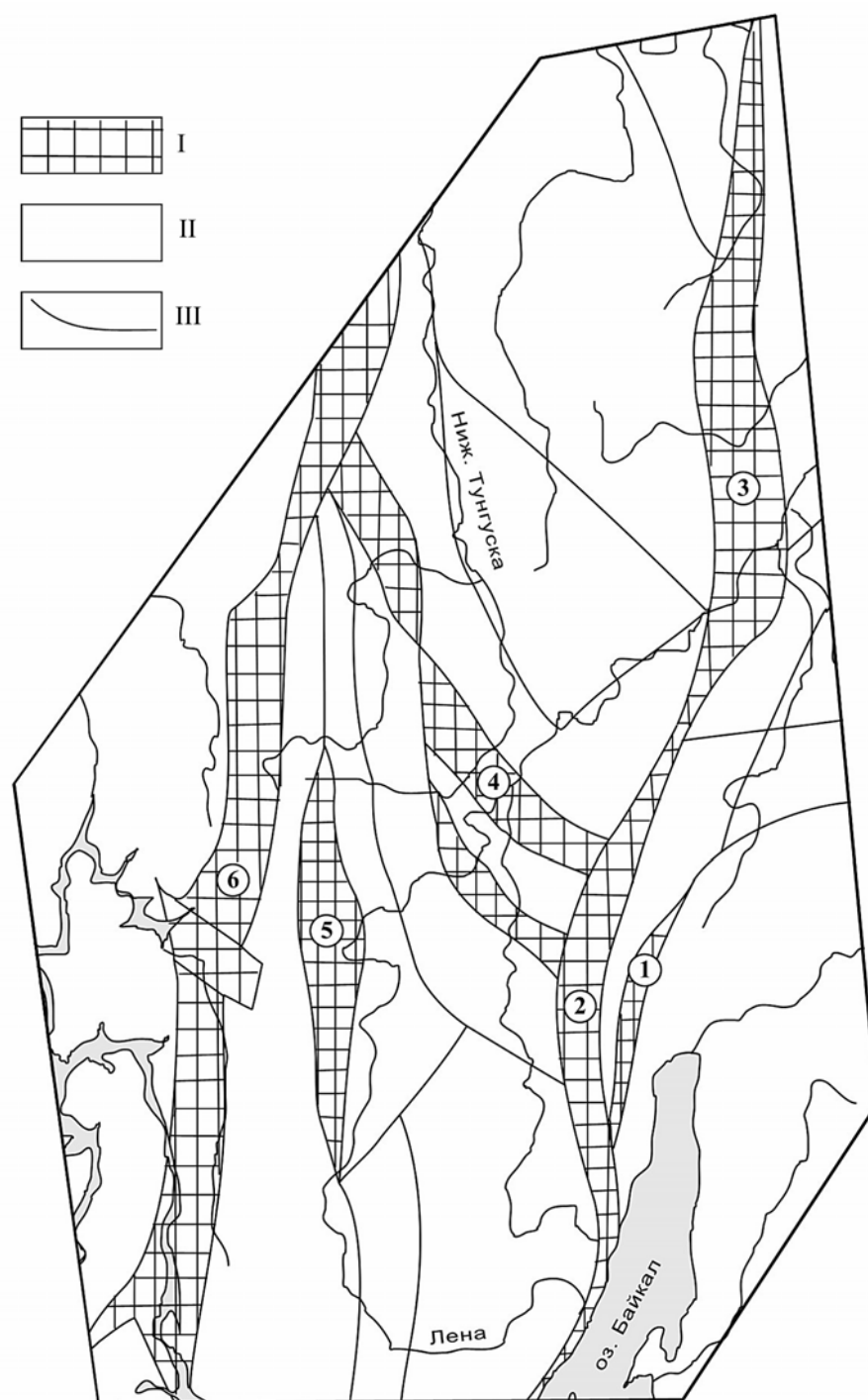


Рис. 3.5. Схема расположения вулканно-плутонических поясов заключительного этапа формирования фундамента юга Сибирской платформы (Геологическое..., 1984 с изменениями):
 I – вулканно-плутонические пояса; II – раннедокембрийские образования рамы поясов; III – главные разломы;
 цифры: 1 – Абчадский, 2 – Северо-Байкальский, 3 – Нюнский, 4 – Марковский, 5 – Усть-Кутский, 6 – Шаманский вулканно-плутонические пояса

а на юге служит Приморский разлом, по которому он контактирует с ольхонской серией, в основном слагающей Байкальский геоблок.

На западе граница пояса перекрыта отложениями байкальской серии чехла Сибирской платформы средне-позднепротерозойского возраста или кайнозойскими осадками Предбайкальского прогиба. По палеогеографическим данным, которые будут рассмотрены в соответствующих разделах, западная граница пояса проходит вблизи (первые километры) современных выходов слагающих его пород и имеет разломный характер. Этот разлом в основном ограничивал пояс в период формиро-

ния. В.А. Наумов [1974] назвал его Передовым. Такое положение современной границы распространения образований пояса подтверждается геофизическими материалами, согласно которым здесь расположен разлом, разделяющий Киренский блок, совпадающий с Предбайкальским прогибом, и Кутимо-Чайский блок, соответствующий СБВП [Геология..., 1984].

По геофизическим данным и бурению устанавливается несколько ответвлений пояса к северо-западу (рис. 3.5) в пределы фундамента Сибирской платформы [Геологическое..., 1984]. На наличие подобного ответвления В.Д. Мац [Мац, 1965] указывал еще в 60-е годы, считая их сложенными аналогами иликтинской свиты. Кроме того, непосредственно к северу от Ачитканского хребта предполагается продолжение пояса, выделяемое под названием Ньюского (см. рис. 3.5), вплоть до Виллюйской синеклизы.

К востоку от Даванского разлома ответвляется Абчадский разлом, ограничивающий Чуйский геоблок с востока. К нему приурочены вулканические образования, синхронные слагающим рассматриваемый пояс. Есть проявления вулканических процессов времени его формирования и в пределах Чуйского геоблока.

4. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОЯСА

Вулканогенные образования в Западном Прибайкалье впервые выявлены в 1878 году И.Д. Черским. Почти с начала изучения пояса в Прибайкалье выделялось два уровня вулканогенных образований, различающихся возрастом и степенью вторичных преобразований. Более древние метаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные образования большинство исследователей считает автономными, входящими в фундамент СБВП. Лишь в последнее время они стали относиться В.В. Булдыгеровым [1999] к СБВП. Как и более поздние вулканические проявления, они контролировались единой системой разломов, обособивших Чуйский геоблок от фундамента Сибирской платформы, а пояс является полихронным. В его формировании выделяется три цикла, которые делятся на стадии.

4.1. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФУНДАМЕНТА ПОЯСА

Породы древнее образований пояса выходят на современной поверхности к востоку от него. На севере они представлены чуйской толщей, слагающей Чуйский геоблок, на юге – ольхонской серией, слагающей Байкальский геоблок (см. рис. 3.5). По геофизическим данным образования Чуйского геоблока неразрывно связаны с фундаментом Сибирской платформы [Алакшин, Письменный, 1988]. Вулканогенные образования, аналогичные слагающим пояс, располагаются в поле современных выходов пород чуйской толщи (хр. Малый Ачиткан) и вдоль Абчадского разлома, отделяющего Чуйский блок от Олоkitского прогиба, фундамент которого сложен аналогами чуйской толщи. Следовательно, формирование пояса и его сателлитов происходило на фундаменте, сложенном преимущественно аналогами чуйской толщи. На юге фундамент пояса, вероятно, представлен породами ольхонской серии.

Чуйская толща сложена в основном разнообразными плагиогнейсами, которые на многих участках интенсивно мигматизированы и гранитизированы. В результате образовались большие поля гранито-гнейсов и палингенно-метасоматических гранитоидов. Гранитизация проявлялась неоднократно. Установлены, как минимум, четыре этапа гранитообразования: три этапа раннедокембрийских (чуйский, абчадский, даванский комплексы), один рифейский и один палеозойский (мамский комплекс). Отмечаются мелкие интрузивные тела основного состава, подвергшиеся метаморфизму вместе с толщей или внедрившиеся после проявления метаморфических процессов.

По данным В.А. Макрыгиной [1981] и А.И. Сизых [1985] восстанавливается преимущественная терригенно-вулканогенная первичная природа чуйской толщи. Внутренняя структура толщи не расшифрована, поэтому мощность ее определяется лишь предположительно в первые километры. Преобладают породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. А.И. Сизых [1985] считает, что в породах чуйской толщи есть признаки гранулитовой фации метаморфизма. Достоверные данные о возрасте пород чуйской толщи отсутствуют.

В пределах Чуйского геоблока закартированы выходы, сложенные кристаллосланцами, амфиболитами и (или) мраморами (см. рис. 3.4). Первоначально они представляли, по-видимому, единый горизонт, так как располагаются на близких высотных отметках. Мощность его колеблется от десятков метров в центральной части Чуйского геоблока до сотен и тысяч метров вблизи зоны Абчадского глубинного разлома. Эти образования традиционно включают в состав чуйской толщи, а в краевых

частях Чуйского геоблока выделяют в самостоятельные подразделения [Мануйлова и др., 1964]. На западе геоблока А.С. Киренский условно выделил их в качестве верхней подсвиты маломинской толщи. Наши исследования в западной части Чуйского геоблока показали, что пачки этих пород располагаются на границе чуйской толщи и метаморфизованных образований второго цикла формирования пояса. Контакты их с подстилающими образованиями, как правило, тектонизированы. По реликтам текстурно-структурных признаков и составу восстанавливается первичная осадочная карбонатно-терригенно-глинистая природа горизонта. Вблизи Даванской и Абчадской зон глубинных разломов в составе рассматриваемых пачек появляются реликты вулканогенных пород, что может свидетельствовать о постепенных переходах к нижним частям разреза пород первого цикла СБВП.

Ольхонская серия слагает Байкальский геоблок, который занимает центральную часть акватории озера Байкал с прибрежными территориями и остров Ольхон. Границы геоблока либо разломные (на западе это Приморский разлом), либо перекрыты более молодыми отложениями, либо уничтожены гранитоидными интрузиями.

Внизу видимой части разреза ольхонской серии залегают мраморы с переменным количеством графита. На них лежит пачка плагиогнейсов с прослоями кристаллосланцев и амфиболитов. Выше располагается кварцито-мраморная толща, а верхи серии сложены практически одними мраморами. Восстанавливается вулканогенно-осадочное происхождение большей части пород серии. Мощность серии, по данным А.Е. Ескина, около 1500 м. Складчатость серии многоплановая, неоднократная, часто изоклиальная, отмечаются будинажные структуры. В последнее время установлено чешуйчато-надвиговое строение разреза, в связи с чем считается, что на месте выделяемой ольхонской серии «тектонически чередуются пакеты пород разного возраста и происхождения» [Мац и др., 2001, с. 32]. Метаморфизм пород вблизи Приморского разлома и в зонах надвигов достигает условий гранулитовой фации [Лобацкая, 1988] и распространены гранито-гнейсовые купола [Федоровский, 1997], формировавшиеся в условиях амфиболитовой фации. На многих участках отмечается мигматизация.

В пределах Байкальского геоблока распространены разновозрастные гранитоиды, мелкие тела габброидов и ультраосновных пород, которые участвуют в складчатости. По данным [Бухаров и др., 1993] имеют место и постскладчатые тела гранитов раннепалеозойского возраста, а в основании ольхонской серии наблюдаются тектонические чешуи пород Витимо-Баргузинского микроконтинента, возникшие в результате его столкновения с Сибирской плитой. Время этого столкновения оцениваются в 520-400 млн. лет. По данным изотопных датировок [Бибикова и др., 1990] накопление первично вулканогенно-осадочных толщ ольхонской серии и внедрение интрузивов произошло в кембрии или венде (≥ 530 млн. лет), а метаморфизм их, который был одноактным, произошел в начале ордовика (490 млн. лет). Предполагается, что раннепротерозойский субстрат в это время был полностью переработан и наблюдается лишь в виде изолированных блоков среди венд-кембрийских образований.

В бассейнах рек Поперечной и Куркулы выходит гнейсо-сланцевая толща неясного возраста. От пояса она отделена Даванским глубинным разломом, в зоне которого в результате наложенных процессов создается видимость постепенного перехода с его породами. При геологосъемочных работах ее сопоставляли с чуйской толщей, но они различаются по составу. Более вероятно, что эта толща представляет собой глубокометаморфизованные образования пояса.

4.2. ПЕРВЫЙ ЦИКЛ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСА

Образования первого цикла распространены на юге пояса, в меньшей степени в центральной его части. На ранней стадии изучения А.С. Кульчицким и другими они объединялись с ольхонской серией и считались архейскими. С.В. Обручев и Д.А. Великославинский [1953] отделили их от ольхонской серии и отнесли к раннему протерозою. В дальнейшем А.С. Кульчицкий [1957] объединил их в сарминскую серию в составе (снизу) харгитуйской осадочной и иликтинской осадочно-вулканогенной свит. Л.И. Салоп [1964] пришел к выводу об обратном соотношении этих свит и сопоставил их с муйской серией центральной части Байкальской горной области. Такое соотношение свит было принято в процессе геологосъемочных работ. В последнее время было установлено, что сопоставление сарминской серии с муйской неправомерно, так как возраст последней соответствует позднему рифею [Митрофанова и др., 1997]. Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров образования первого цикла разделили на три разновозрастные группы (стадии).

4.2.1. ПЕРВАЯ СТАДИЯ

В первую стадию сформировались иликтинская свита с иликтинским вулканическим комплексом и кочериковский интрузивный комплекс.

4.2.1.1. ИЛИКТИНСКАЯ СВИТА (ИЛИКТИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Наиболее полное описание иликтинской свиты сделано при ГДП-50 В.И. Устиновым, Г.И. Богаревым и Д.И. Калининой. Н.А. Срывцев вулканисты в составе иликтинской свиты выделил в среднеиликтинский вулканический комплекс [Магматические..., 1989]. Согласно [Инструкция..., 1995] выделение вулканического комплекса, тесно связанного с осадочными отложениями определенной свиты, осуществляется под тем же названием, что и свита.

Выходы иликтинской свиты распространены фрагментарно вдоль западного побережья озера Байкал (см. рис. 3.2, 3.3). Основание ее неизвестно. Верхняя граница определяется прорыванием свиты гранитоидами кочериковского комплекса и по налеганию на нее с размывом малокозинской свиты.

Характеризуется свита осадочно-вулканогенным составом, фациальной изменчивостью разреза, как по простиранию, так и по вертикали, интенсивной складчатостью и зональным метаморфизмом от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Г.И. Богаревым и Д.И. Калининой она разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 800-1000 м имеет карбонатно-сланцево-вулканогенный состав с небольшой примесью псаммитовых отложений, верхняя – мощностью более 1200 м имеет вулканогенно-сланцево-песчаный состав с маломощными прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов или карбонатов. Псаммитовые разности часто имеют полевошпатово-кварцевый и кварцевый состав. Г.И. Богарев утверждает, что в составе верхнеиликтинской подсвиты псаммитовые разности преобладают на юге, а пелитовые – на севере. Он объясняет это углублением бассейна осадконакопления в северном направлении.

Среди вулканогенных образований, выделенных в иликтинский комплекс, преобладают базальтоиды. В небольших объемах отмечаются вулканисты среднего и кислого составов. Выделяется два уровня проявления вулканических процессов. Вулканисты первого уровня располагаются среди осадочных отложений нижней подсвиты, второго – верхней.

Вулканисты нижнего уровня представлены телами эпидот-амфиболового и амфиболового составов. По данным В.И. Устинова это были покровы, образовавшиеся при излиянии из аппаратов трещинного типа. Так в вершине р. Замы и Пр. Иликты наблюдается покров, состоящий из нескольких потоков. Мощность отдельных потоков составляет 0,6-0,9 м. Сложены они афанитовыми разностями, в кровле – миндалекаменными.

Вулканисты верхнего уровня слагают относительно хорошо сохранившиеся палеовулканические постройки. Они имеют базальтовый, редко средний или кислый составы.

На левом борту истоков р. Сармы Д.И. Калининой и В.И. Устиновым выявлен **Верхнесарминский палеовулкан**. Это полукольцевая структура, сложенная покровами базальтоидов. Мощность отдельных потоков, разделенных прослоями туфов, колеблется в пределах 10-80 м. Есть единичные потоки кислых эффузивов с флюидальными разностями в основании. В основании постройки расположены мелкозернистые афировые базальты, переходящие в краевых частях в миндалекаменные афанитовые разности. По-видимому, они выполняют подводящий канал. По периферии располагается покров тонкозернистых базальтов мощностью более 100 м. Вверху они сменяются зелеными, а затем лилово-зелеными миндалекаменными афировыми базальтами мощностью около 100 м. Выше последовательно наблюдаются:

- | | |
|--|--------|
| 1 - порфиновые базальты | 35 м; |
| 2 - миндалекаменные базальты | 70 м; |
| 3 – кислые эффузивы с фенокристаллами плагиоклаза и кварца | 35 м; |
| 4 – миндалекаменные, частично раскристаллизованные базальты; | |
| 5 - флюидальные литокристаллокластические туфы базальтов | 10 м; |
| 6 - порфиновые базальты | 70 м; |
| 7 - раскристаллизованные базальты | 170 м; |
| 8 - миндалекаменные базальты | 35 м. |

Породы имеют моноклинальное залегание, азимут падения 110-170°, углы падения 10-30°. Общая видимая мощность вулканистов здесь более 600 м.

В районе устья р. М. Иликты Д.И. Калинина выделила **Малоиликтинский палеовулкан**. На правом борту реки перемежаются тонкозернистые афировые и порфировые базальтоиды, дациты и риодациты, прослои туфоалевролитов и туфопесчаников, иногда туфобрекчий. Породы часто милонитизированы и превращены в филлониты. Кое-где эффузивы залегают согласно среди кварцево-хлоритовых сланцев, полевошпатово-кварцевых, иногда гравелистых песчаников, образуя потоки мощностью от метров до 50-60 м.

На левом борту разрез начинается с милонитизированных и окварцованных миндалекаменных базальтоидов мощностью до 30 м. Среди них в делювии встречаются обломки туфоалевролитов. Выше последовательно залегают:

- 1 – базальты миндалекаменные лилово-зеленые 35 м;
- 2 – средние и кислые эффузивы с фенокристаллами плагиоклаза и кварца 5 м;
- 3 – сланцы хлорит-серицитовые 50 м;
- 4 – базальтоиды миндалекаменные зеленые мощностью 3 м с линзами и маломощными прослоями брекчиевидных карбонатизированных туфов;
- 5 – делювий базальтоидов миндалекаменных зеленых или лилово-серых, редко туфоалевролитов и хлорит-серицитовых сланцев;
- 6 – гравелиты полевошпатово-кварцевые 35 м;
- 7 – базальтоиды лилово-серые 4 м;
- 8 – делювий базальтов миндалекаменных, сланцев и гравелитов.

Общая мощность этого разреза оценивается в 300-350 м.

В бассейнах рек Мужинай и Б. Коса Н.А. Срывцев выделил два ореола вулканитов иликтинского комплекса, образующие **Большекосинский палеовулкан**. Южный ареал имеет размеры $2 \times 6,5$ км, северный – $1,5 \times 5$ км (рис. 4.1). Палеовулканическая постройка здесь состоит из трех покровов базальтоидов, разделенных маломощными прослоями туфов. Мощность каждого покрова 150-220 м. В пределах палеовулкана установлена серия магнитных аномалий линзовидной или округлой формы. На отдельных участках к ним приурочены раскристаллизованные базальтоиды. По-видимому, эти аномалии фиксируют подводные каналы.

В долине р. Молокон расположен самый северный выход пород иликтинского комплекса. Это ареал ксенолитов и провесов кровли в массиве плагиогранитов кочериковского комплекса размером 6×8 км, сложенных базальтоидами.

Петрография. Наименее измененные базальты иликтинского комплекса сложены лейстами плагиоклаза и кристаллами авгита, между которыми располагается вулканическое стекло, замещенное вторичными минералами. В зависимости от степени раскристаллизации и соотношения плагиоклаза и авгита структура определяется как микролитовая, спутановолокнистая, микрофитовая или долеритовая, в миндалекаменных разностях – петельчатая.

Средний нормативный состав базальтоидов (табл. 4.1) показывает резкое преобладание нормативного содержания плагиоклаза над калишпатом. Темноцветные минералы представлены только пироксеном, акцессорные

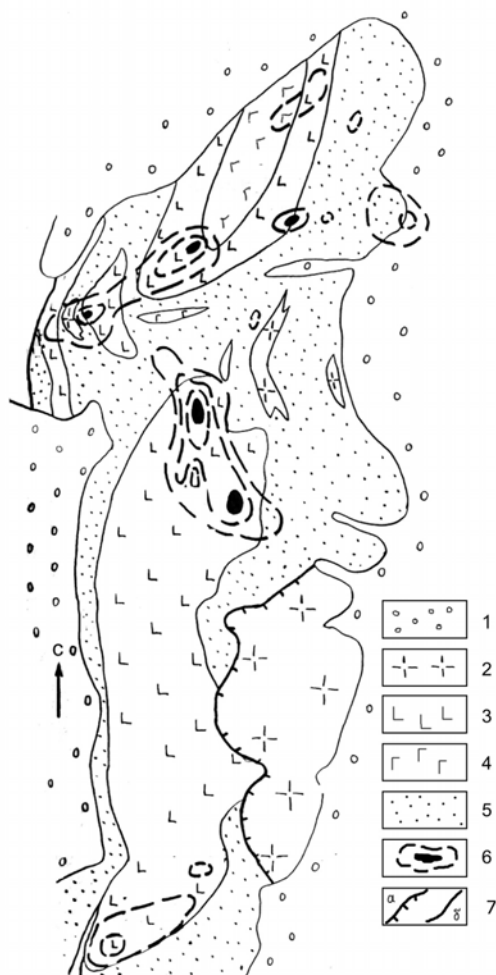


Рис. 4.1. Схема строения Большекосинского палеовулкана иликтинского комплекса (составил Н.А. Срывцев):

- 1 – четвертичные отложения; 2 – плагиограниты кочериковского комплекса; 3-4 – базальты (3) и габбро-диабазы (4) иликтинского комплекса; 5 – осадочные породы иликтинской свиты; 6 – магнитные аномалии; 7 – разломы пологие (а) и крутые (б)

минералы - лимонитом, пиритом, ильменитом, рутилом, лейкоксенном, сфеном, редко цирконом. Пироксен содержит миналы (%): $\text{Vol}_{25,4}$ $\text{En}_{50,4}$ $\text{Fs}_{24,2}$, коэффициент железистости его составляет 32,5. По этим параметрам он отвечает авггиту. В магнетите миналы составляют (%): Mt_{96} Fe_4 , что свидетельствует об его малой окисленности.

Таблица 4.1

Средние нормативные составы пород первого цикла, %

Комплекс	Порода	Пл	Кпш	Кв	Пир	Амф	Би	Му	Мт
Иликтинский	Базальт	49,6	2	4	35	-	-	-	8
Кочериковский	Плагиигранит	50	5	31	-	-	5	8	-
Большеминский	Базальтоиды	56	4-6	1-7	27-35	-	-	-	3
	Андезитоиды	59	3	13	13	3	-	-	3
	Риолитоиды	39	7	38	-	-	15	-	1
Кутимский	Габбродиориты	51	8-9	5	21	8	-	-	4
	Гранодиориты	49	18	19	11	-	-	-	2
	Лейкограниты	42	14	36	-	-	4	3	1
Баргундинский	Андезобазальты	39-42	7-8	12-15	23-25	-	-	-	4-5
	Габбродиабазы	48-50	7-10	2-3	35	-	-	-	4-5
Татарниковский	Монциты	38-43	16-23	11-16	10-14	4-6	2-3	-	3-4
	Лейкомонциты	32-34	30-35	16-20	2-3	1-2	8-9	-	2

В большинстве случаев базальтоиды рассланцованы и превращены в зеленые сланцы, состоящие из мелкозернистого землистого агрегата эпидота, хлорита и карбоната с неравномерно распределенными мельчайшими зернами рудного минерала. Карбонат, как правило, гидротермальный и слагает гнезда и прожилки. Плагноклаз сосюритизирован, иногда до полного замещения, авггит в разной степени замещен хлоритом и карбонатом. Обычно туфы изменены более интенсивно. К востоку интенсивность метаморфических изменений возрастает вплоть до условий амфиболитовой фации, породы превращены в кристаллосланцы, амфиболиты и гнейсы. Обычно эти условия наблюдаются у контактов с гранитоидами кочериковского комплекса.

Вулканические извержения в иликтинское время происходили в мелководных условиях, о чем свидетельствуют подушечная отдельность в базальтах, значительные объемы туфов и осадочные бассейновые отложения, которые накапливались в промежутках между вулканическими постройками. Состав терригенных отложений был как вулканомиктовый, так и полевошпатово-кварцевый, вплоть до появления существенно кварцевых разностей. Это связано с интенсивным выветриванием в области источника терригенного материала.

В зоне Абчадского глубинного разлома также наблюдаются раннепротерозойские осадочно-вулканогенные толщи, объединенные А.Н. Дёминым в верхнеокунайскую серию в составе трех свит (снизу): ильгирской, тывлыкитской и верхнетывлыкитской. Однако более распространены названия первой свиты «иловирская», а третьей – «абчадская». Иловирская свита сложена чередующимися микрогнейсами, плагногнейсами и амфиболитами. Предполагается первичный вулканогенно-терригенный состав свиты. Тывлыкитская свита внизу сложена базальтоидами, превращенными в амфиболиты и амфиболовые сланцы, вверху – кислыми метавулканитами. Завершает разрез свиты горизонт слюдисто-кварцевых сланцев. Абчадская свита сложена преимущественно доломитовыми мраморами с тремолитом, кое-где с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев и покровами вулканитов кислого и среднего составов. Метаморфизм пород серии соответствует амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям. Возможно, эти образования в какой-то части являются стратиграфическим аналогом иликтинской свиты. Более всего она имеет сходство с низами тывлыкитской свиты.

4.2.1.2. КОЧЕРИКОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Иликтинская свита прорвана габброидами и плагиигранитами, которые при геологосъемочных работах объединялись в двухфазный кочериковский комплекс. К первой фазе относили габброиды, ко второй – плагииграниты. Н.А. Срывцев пришел к выводу, что кочериковский комплекс представлен только плагиигранитами [Магматические..., 1989], а габброиды представляют собой субвулканическую фацию иликтинского комплекса. Выходы комплекса распространены в южной части пояса (см. рис. 3.2, 3.3). Верхняя возрастная граница комплекса определяется по прорыванию его татарниковским комплексом и по налеганию на него с разрывом малокозинской свиты.

Плагииграниты комплекса слагают 4 крупных массива (с севера на юг): Поперечный, Молоконский, Черемшанный, Ритинский, а также ряд мелких тел. Описание их приводится по материалам Н.А. Срывцева, К.Н. Кузнецова, Г.И. Богарева, В.И. Устинова, Д.И. Калининой.

Поперечный массив, расположенный на водоразделе рек Поперечной и Куркулы, имеет размеры $2-6 \times 28$ км. Форма его пластинообразная с погружением на восток, юго-восток и зонами инъекций шириной до 1 км. Инъекции имеют мощность от сантиметров до первых метров и залегают чаще всего согласно. Сложен массив мусковитовыми или двуслюдяными плагиигранитами.

Молоконский массив с запада ограничен разломом, на востоке прорван интрузией татарниковского комплекса, в центре перекрыт терригенными отложениями малокозинской свиты и вулканитами баргундинского комплекса. Южнее в иликтинской свите наблюдается много согласных жил плагиигранитного и кварцево-полевошпатового составов мощностью до 1 м и протяженностью до 20-30 м. Есть отдельные плитообразные тела плагиигранитов мощностью в десятки метров. Эти тела представляют собой, по-видимому, апофизы Молоконского массива. Следовательно, Молоконский массив погружается в юго-восточном направлении под образования иликтинской свиты. С учетом геофизических данных глубина погружения верхней поверхности массива достигает 1 км, а современная его площадь составляет не менее 11×24 км. В поле плагиигранитов распространены ксенолиты и пластинообразные провесы кровли, размеры которых достигают 300-400 м в поперечнике, что свидетельствует о вскрытии в современном эрозионном срезе апикальной части массива. Поверхность тела неровная, осложненная плоскими выступами. На контакте с породами основного состава в результате контаминации образовалась оторочка пород, обогащенных биотитом, амфиболом, хлоритом и эпидотом (рис. 4.2). Для неё характерны полосчатые скопления темноцветных минералов и текстуры течения.

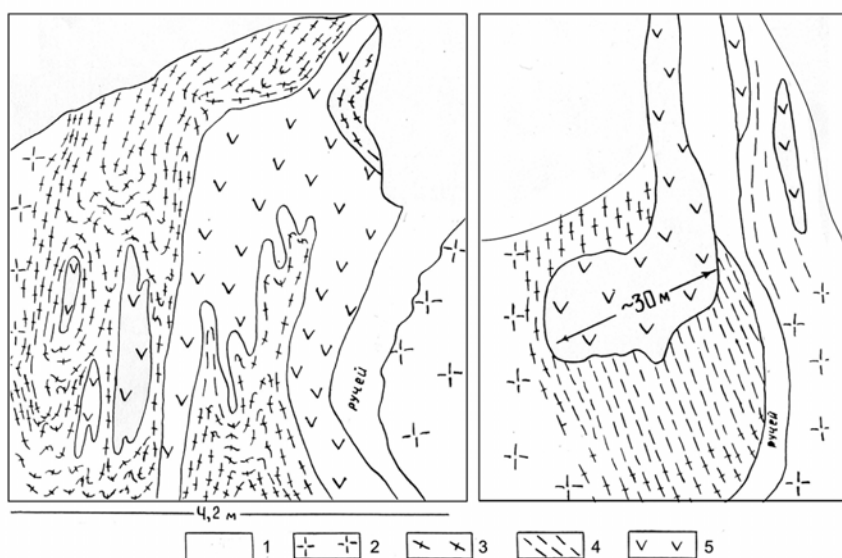


Рис. 4.2. Характер взаимоотношений плагиигранитов Молоконского массива кочериковского комплекса с базальтоидами иликтинского комплекса (составил Н.А. Срывцев):

1 – четвертичные отложения; 2 – 3 – плагииграниты: 2 – средне-крупнозернистые массивные, 3 – мелкозернистые полосчатые; 4 – зона тонких инъекций плагиигранитов в базальтах; 5 – базальты иликтинского комплекса

Черемшанный массив имеет размеры $2-4 \times 22$ км и по строению аналогичен Молоконскому. По данным Г.И. Богарева и Д.И. Калининой характер восточного и западного контактов Молоконского и Черемшанного массивов в значительной степени различаются. На востоке, где вмещающими породами являются глубоко метаморфизованные породы, представленные в основном гнейсами, контакты массивов постепенные через насыщение их тонкими инъекциями плагиигранитного состава. В результате образовалась зона артеритовых мигматитов, которые в сторону массивов сменяются теневыми разностями, затем гнейсо-гранитами и, наконец, массивными плагиигранитами. На западе среди менее метаморфизованных вмещающих пород контакты резкие с ксенолитами и апофизами. Ксенолиты в одних случаях представлены слабо измененными породами с резкими границами, в других

– в разной степени гранитизированными образованиями с инъекционными границами. На основании таких наблюдений эти исследователи пришли к выводу о синхронности процессов метаморфизма и гранитообразования.

Ритинский массив залегает среди пород иликтинской свиты и сохраняет свою форму. Лишь на юге и востоке он перекрыт кайнозойскими отложениями. Конфигурация его сложная из-за выступов и многочисленных жилородных апофиз в апикальных частях. Некоторые выходы гранитоидов разделены лишь маломощными перегородками измененных до гнейсов и кристаллосланцев пород иликтинской свиты. К северу от массива выходит цепочка сателлитов массива с многочисленными ксенолитами. На западе апикальная часть массива более ровная с пластинообразным провесом кровли размером $2,4 \times 5,2$ км.

Таким образом, тела кочериковского комплекса конкордантные, близкие к плитообразным со сложной неровной поверхностью. Глубина их становления уменьшается с севера на юг, что устанавливается по метаморфизму вмещающих пород. Массив Поперечный залегает среди гнейсо-сланцевых образований, Молоконский – среди существенно сланцевых пород нижнеиликтинской подсвиты, а Ритинский – среди преимущественно песчаных отложений верхнеиликтинской подсвиты.

В массивах кочериковского комплекса повсеместно распространены жильные образования. В преобладающем объеме они приурочены к центральным частям массивов. Жилы сложены мелкозернистыми плагиогранитами, аплитами и пегматоидными породами.

Петрография. Большая восточная часть всех массивов сложена лейкократовыми массивными среднезернистыми биотитовыми плагиогранитами с гипидиоморфнозернистой структурой. На западе плагиограниты обычно рассланцованы и микроклинизированы, в связи с чем приобретают розовую окраску, полосчато-пятнистую текстуру и катакlastическую структуру. В зонах микроклинизации содержания калишпата достигает 19-23 %.

Средний нормативный состав (см. табл. 4.1) отражает резкое преобладание плагиоклаза, высокие содержания кварца и слюды с преобладанием мусковита, который замещает биотит. Плагиоклаз ($Al_{79} An_4 Or_{17}$) соответствует альбиту, неравномерно замещен серицитом, редко с эпидотом. Присутствуют единичные зерна калишпата ($Or_{87} Al_{12} An_1$), которые корродируют плагиоклаз и являются, по-видимому, вторичными. В виде отдельных пластинок и неправильных скоплений наблюдается железо-магнийевый биотит, который замещается серицитом и хлоритом. Акцессорные минералы представлены в весовых количествах магнетитом, лимонитом, пиритом, апатитом, ортитом, цирконом, сфалеритом; в знаковых – касситеритом, монцитом. Суммарно они составляют около 1 %. Редко отмечаются знаки золота.

В эндоконтактной зоне, особенно у ксенолитов основного состава происходила контаминация магмы с образованием неравномерно-полосчатых мезократовых пород неравнозернистого сложения, повышаются содержания эпидота и биотита (до 12-16 %), появляется амфибол (1-2 %), плагиоклаз становится более основным (An_{34-40}), а содержание кварца – сокращается до 21 %. В результате породы приобретают гранодиорит-диоритовый состав. Мощность этих образований, в зависимости от наклона контактов, колеблется от метров до сотен метров.

4.2.2. ВТОРАЯ СТАДИЯ

Во вторую стадию сформировались большеминский вулканический и кутимский интрузивный комплексы, слагающие блоки (ВТ горсты) в центральной части пояса (с севера на юг): Великандинский, Большеминский и Окунайский.

4.2.2.1. БОЛЬШЕМИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Большеминский вулканический комплекс обнажается во всех трех блоках (см. рис. 3.3, 3.4). При геологосъемочных работах его образования в Большеминском и Великандинском блоках считали завершающими формирование пояса и, по сходству фациального состава, относили к верхнехибинской подсвите (ламборскому комплексу), а перекрывающие их терригенно-вулканогенные отложения – к чайской свите. Наши исследования показали, что осадочно-вулканогенные образования этих структур по многим характеристикам резко отличаются от образований ламборского комплекса (табл. 4.2) и перекрыты с несогласием отложениями не чайской, а малокосинской свиты (см. раздел «Малокосинская свита»).

Таблица 4.2

Сравнительная характеристика ламборского и большеминского комплексов

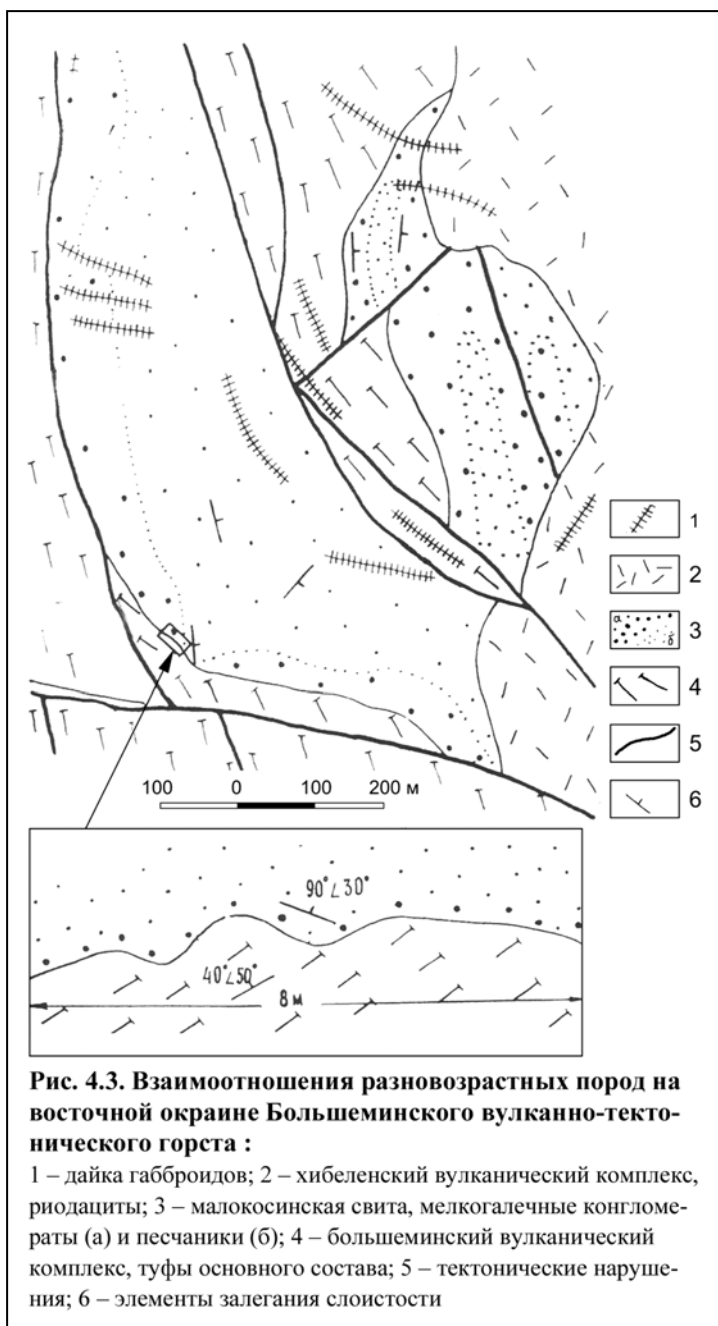
Характеристики	Ламборский комплекс	Большеминский комплекс
Условия формирования	Межгорная впадина	Мелководный бассейн
Комагматичные интрузивные формации	Монцонитовая	Габбро-гранодиорит-гранитовая
Состав вулканических пород	Субщелочной	Щелочноземельный
Преобладающие фации вулканитов	Экструзивно-лавовые, туфолавовые (Е = 20-30)	Туфовые (Е = 70-80)
Преобладающие типы вулканических построек	Вулканические хребты, состоящие из сближенных полигенных вулканов	Разрозненные полигенные вулканы
Терригенные отложения	Вулканомиктовые и аркозовые континентальные	Вулканомиктовые, мелководные
Характер и простираие складчатости	Брахиформный, идиоморфный, северо-восточного простираия	Линейный, реже брахиформный, северо-западного простираия
Преобладающее оруденение	Урановое	Колчеданно-полиметаллическое с золотом
Магнитное поле	Высокоположительное, резкорасчлененное	Низкоположительное, слаборасчлененное
Фоновая радиоактивность	Высокая непостоянная	Низкая ровная

В центральной части Большеминского блока наземные образования комплекса залегают с размывом на породах чуйской толщи и прорваны телами кутимского комплекса. Во всех трех блоках образования комплекса перекрыты с размывом отложениями малокошинской свиты и прорваны субвулканическими риодацитами хибеленского комплекса (рис. 4.3). Контакты с иликтинской свитой и кочериковским комплексом отсутствуют из-за пространственной разобщенности. По составу вулканогенных и комагматичных им интрузивных образований они различаются в значительной степени.

На севере Большеминского ВТ горста в разной степени гранитизированные породы большеминского комплекса слагают разрозненные участки среди палингенно-метасоматических образований даванского комплекса (рис. 4.4). Среди них отмечаются как эффузивные, так и туфогенно-терригенные разности. Южнее они слагают три частично сохранившиеся палеовулкана (с севера на юг): Северный, Двуглавый и Порожный.

Палеовулкан Северный, расположенный в районе водораздела рек Домугды и Мини. Это многовыходная палеовулканическая постройка щитового типа. Низы разреза сложены базальтоидами, а в верхах появляются андезиты. Туфогенная толща, расположенная по периферии палеовулкана, груборитмичная за счет чередования пепловых и кристаллокластических туфов с постепенными переходами между ними. Мощность ритмов достигает десятков метров. Иногда определяется тонкослоистая градационная текстура, что свидетельствует об их накоплении в водной среде. Ближе к подводящим каналам в туфах появляются обломки эффузивов и вулканического стекла, затем они сменяются туфобрекчиями. Покровы эффузивов распространены в основном вблизи подводящих каналов. Чаще всего они превращены в гиалокластитоподобные породы или представлены брекчиевидными разностями. Подводящие каналы выполнены туфобрекчиями или экструзивами андезитоидов со столбчатой отдельностью. Видимые мощности наземных образований, в зависимости от расположения относительно вулканических центров, колеблются от первых сотен метров до 1200-1400 м.

Двуглавый палеовулкан расположен на правом берегу р. Мини. Это полигенная вулканическая постройка, осложненная кальдерой проседания. По данным В.Л. Патюкова, в его центре расположен экструзив эллипсовидной формы размером $2,6 \times 6$ км. Сложен он дацитами с порфировой структурой и массивной текстурой. В краевых частях экструзива породы становятся невадитовыми миндалекаменными (вплоть до пемзоподобных), тонкоплитчатыми или брекчиевидными. По периферии экструзивного тела перемежаются ксенотуфы с агломератовыми и лапиллиевыми туфами андезитов и дацитов. Мощность этой пачки достигает 350 м. Она ограничена дайками габброидов первой фазы кутимского комплекса, приуроченных к разломам по периферии кальдеры проседания. На удалении от экструзивного тела и вверх по разрезу располагается пачка туфобрекчий и туфоконгломератов мощностью 45-70 м с прослойками туфоалевролитов. Выше залегают литокристаллокластические туфы от мелкообломочных до крупнообломочных. Состав их плагиориолитовый и риодацитовый, мощность 260 м. Среди них внизу появляются потоки плагиориолитов, вверх - прослои туфогравелитов. Завершают разрез разнозернистые туфопесчаники видимой мощностью 60 м.



Большеминский комплекс в пределах Окунайского вулканно-тектонического горста изучался А.С. Киренским, И.К. Глотовым, О.М. Можаровским и Н.А. Срывцевым. Последовательность напластования здесь пока до конца не расшифрована. В глубоких врезх долин рек на юге и севере блока вулканиды имеют андезитовый состав, а в центре риодацитовый. Они перемежаются с микрокварцитами, полимиктовыми и вулканическими мелко- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами, алевропелитами, сланцами. По данным Н.А. Срывцева в этом блоке есть также базальты и их туфы. Мощность разреза оценивается от 300 до 3800 м.

Петрография. Средний нормативный состав вулканидов комплекса (табл. 4.1) показывает, что они относятся к плагиоряду. В процессе его эволюции растет, главным образом, содержание кварца. На фоне этого от базальтов к андезитам возрастает роль полевых шпатов, а при переходе к риолитам - резко падает, но возрастает в их составе минал калишпата. Среди темноцветных минералов по мере раскисления магмы пироксен сменялся амфиболом, затем биотитом, то есть в процессе эволюции магмы возрастало содержание воды.

В центре палеовулкана **Порожного** полигенного типа, расположенного в долине р. Мини, по данным О. М. Можаровского, выходят трещинные тела риолитов. Вверху они иногда переходят в породы игнимбритового облика. Тела риолитов окружены выходами туфов. По периферии постройки верхние слои туфовой пачки замещаются тонкослоистыми песчаниками и углеродсодержащими сланцами. Терригенный материал преимущественно вулканический с примесью обломков пород кварцево-полевошпатового и кварцевого составов.

Таким образом, во времени состав вулканидов изменялся почти непрерывно в гомодромной последовательности от базальтового до риолитового. Вулканическая деятельность при этом смещалась с севера на юг, условия проявления вулканической деятельности изменялись от субаквального к наземному. Палеовулканы представляли положительные формы рельефа и располагались, по-видимому, в центральной части бассейна осадконакопления. Вулканические образования часто пропилитизированы, превращены в серицито-кварцевые и кварцитоподобные метасоматиты с сульфидной и золотой минерализацией.

В пределах Великандинского ВТ горста породы большеминского комплекса сохранились лишь в узком тектоническом клине. Представлены они риолитами и их туфами, что соответствует заключительным периодам формирования комплекса.

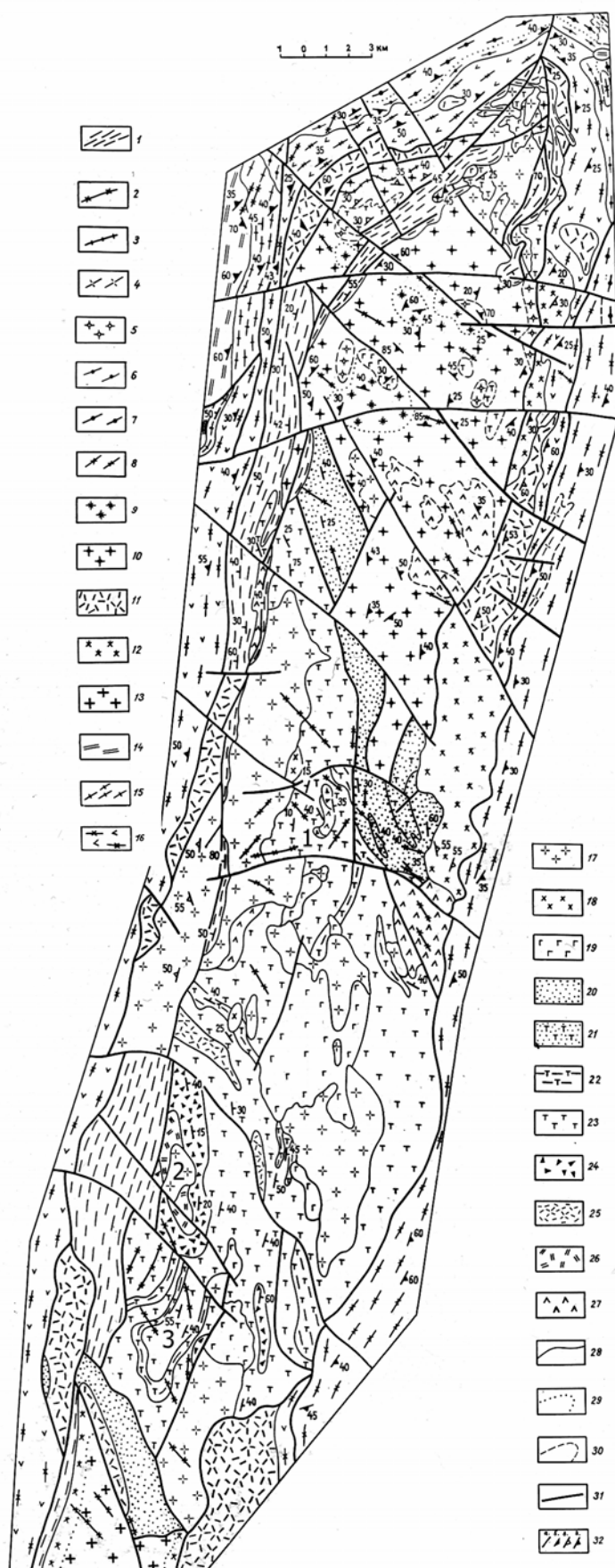


Рис. 4.4. Геологическое строение Большеминского вулканно-тектонического горста (составлено с использованием фондовых материалов):

1 – среднерифейско-кембрийские карбонатно-терригенные породы чехла Сибирской платформы; 2 – могольский интрузивный комплекс, дайки габброидов; 3 – ламборский вулканический комплекс, дайки латитов; 6-10 – палингенно-метасоматические образования даванского комплекса: 6-7 – гнейсо-граниты линзовидно-полосчатые мелкозернистые (6) и линзовидно-очковые среднезернистые (7), 8 – гранито-гнейсы по магматическому субстрату, 9-10 – граниты мегабластовые (9) и порфиробластовые (10); 11-13 – хибеленский вулканический комплекс: 11-12 – трахириодациты с фенокристаллами полевых шпатов (11) и полевых шпатов и кварца (12), 13 – субвулканические гранит-порфиры; 14 – домугдинский вулканический комплекс, трахидациты разгнейсованные; 15-16 – куленянский вулканический комплекс: 15 – парагнейсы, 16 – трахидациты разгнейсованные; 17-18 – малокосинская свита (вулканический комплекс): 17 – терригенные породы, 18 – туффы и туфы базальтов; 19-21 – кутимский интрузивный комплекс: 19 – габброиды первой фазы, 20 – гранодиориты второй фазы, 21 – лейкограниты третьей фазы; 22-27 – большеминский вулканический комплекс: 22 – туфогенно-терригенные породы, 23 – туфы, 24 – туфобрекчии, 25 – риолиты и дациты, 26 – дациты и андезиты, 27 – базальты и андезиты; 28-31 – границы: 28 – геологические, 29 – фациальные, 30 – метаморфогенно-метасоматические, 31 – тектонические; 32 – элементы залегания слоистости и контактов (а), флюидальности (б), сланцеватости (в), гнейсовидности (г); цифры – центры палеовулканов: 1 – Северного, 2 – Двухглавого, 3 – Порожного

Вулканиды основного состава в эффузивах и в обломках в туфах имеют порфировую, часто миндалекаменную текстуру, микрофитовую или гиалопелитовую структуру. В туфах структура цемента витрофировая или пепловая. Широко развиты вторичные минералы: хлорит, эпидот, иногда карбонат. Фенокристаллы представлены плагиоклазом № 31-42. Размеры их составляют 2-3 мм. Пироксен присутствует только в основной массе. Средний нормативный его состав: $\text{Vol}_{14} \text{Эн}_{59} \text{Фс}_{27}$, коэффициент железистости равен 31, что соответствует субкальциевому авгиту. Магнетит составляет до 3 % породы и имеет состав $\text{Mt}_{85} \text{Гс}_4 \text{Ил}_{11}$. Кроме магнетита, акцессорные минералы представлены ильменитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, апатитом, сфеном, цирконом. В сумме их содержание достигает 1%.

Вулканиды среднего состава (андезиты и андезидациты) сохранились в основном в экзотических телах. Они имеют миндалекаменное и порфировое строение с фенокристаллами плагиоклаза, реже кварца. Структура основной массы фельзитовая, гиалопилитовая, реже сферолитовая. Фенокристаллы плагиоклаза имеют размеры 1-5 мм и составляют 10-15 % породы. Они иногда зональные, номер колеблется в пределах от 31 до 35. В андезидацитах номер плагиоклаза уменьшается до 20-23. Количество кварца возрастает от 10 % в андезитах до 20 % в андезидацитах. Зерна пироксена встречаются только в основной массе и частично замещены роговой обманкой. Его нормативный состав: $\text{Vol}_5 \text{Эн}_{52} \text{Фс}_{43}$, коэффициент железистости равен 45, что соответствует пижониту. Магнетит часто гематитизирован. Кроме магнетита, акцессорные минералы представлены в весовых количествах апатитом, пиритом, гематитом, цирконом, лейкоксеном, рутилом, в знаковых - галенитом, арсенопиритом, лимонитом, сфеном, флюоритом.

Туфы среднего состава в разной степени пропилитизированы. Состоят из обломков плагиоклаза и кварца, сцементированных витрофировым пепловым материалом, частично замещенным агрегатом хлорита, карбоната и пирита. В ксенотуфах присутствуют обломки андезитов, базальтов, диабазов, их туфов, вулканического стекла, алевролитов, плагиоклаза и кварца. Цемент лимонит-кварцево-плагиоклазовый или пепловый, составляет до 20 % породы.

Риолиты и риодациты часто превращены в кварцево-серицитовые метасоматиты. В сохранившихся участках они имеют порфировую, массивную текстуру и фельзитовую, криптозернистую, иногда игнимбритоподобную структуру. Фенокристаллы представлены плагиоклазом номер 12-16 и кварцем, часто оплавленным. Размер вкрапленников составляет 1-2 мм, содержание 5-8 % породы. В участках раскристаллизации образуются симплектитовые сращения полевого шпата и кварца. Часто наблюдаются чешуйки железистого биотита (коэффициент железистости равен 62) и серицита.

4.2.2.2. КУТИМСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Массивы кутимского комплекса занимают третью часть Большеминского блока (см. рис. 4.4), почти весь Великандинский блок и, возможно, присутствуют на юге Окунайского блока (см. рис. 3.3, 3.4). А.Н. Дёмин, выделивший этот комплекс, считал его комагматом вулканидов акитканской серии (второго цикла формирования пояса). Другие геологи при геологосъемочных работах также считали его близким по возрасту к разным частям акитканской серии. Нами было установлено, что массивы кутимского комплекса распространены только в пределах вышеуказанных блоков в ассоциации с вулканидами большеминского комплекса, которые они прорывают, и перекрыты с разрывом отложениями малокосинской свиты. В составе комплекса выделяются три фазы. Первая фаза представлена габброидами, вторая – гранодиоритами и диоритами, третья – лейкогранитами.

В пределах Большеминского блока наиболее крупное тело **первой фазы** размером 4×8 км расположено на правом берегу р. Мини. Кроме него. В разных частях блока наблюдается еще 5 мелких тел. Внедрение даек габброидов по разломам, ограничивающим кальдеру палеовулкана Двуглавого, вероятно, также произошло в первую фазу кутимского комплекса. Первичная форма массивов неясна, так как они частично уничтожены интрузиями последующих фаз и переработаны палингенно-метасоматическими процессами.

Центральные части массивов сложены средне-мелкозернистыми габбро, переходящими по периферии в мелкозернистые разновидности. У контактов наблюдается зона закалки мощностью от десятков сантиметров до первых метров, сложенная породами базальтового облика. Контакты как крутые, так и пологие, иногда с апофизами в виде силлов и ксенолитами до первых метров в поперечнике. В центральной части палеовулкана Порожного они достигают протяженности до 1 км.

По данным аэромагнитной съемки тела первой фазы не имеют большой мощности. Форма их похожа на лакколитовую. Небольшие магнитные аномалии в пределах тел, возможно, указывают на подводящие каналы лакколитов.

Породы **второй фазы** слагают два массива. Один массив размером $2-4 \times 9$ км расположен на правом берегу р. Мини, к югу от массива первой фазы, второй размером $2 \times 2,5$ км - в жерловине палеовулкана Двуглавого. Имеют место также мелкие тела, которые, возможно, являются сателлитами не вскрытого более крупного массива. По данным Ю.П. Цыпукова гранодиориты второй фазы прорывают габброиды первой фазы. На контакте в результате контаминации гранодиориты переходят в кварцевые диориты.

Массив в жерловине палеовулкана Двуглавого вскрыт эрозией на глубину 370-420 м. В его апикальной части породы становятся более мелкозернистыми и имеют более кислый состав. Вмещающие породы у контакта интенсивно окварцованы, альбитизированы и пиритизированы.

Породы **третьей фазы** распространены наиболее широко. Они слагают крупный массив, вытянутый вдоль западной границы блока в районе правого берега р. Мини. Размеры его составляют $4-5 \times 18$ км. Другой массив размером $2-2,5 \times 6$ км расположен в пределах палеовулкана Порожного. Кроме того, имеется еще три штока площадью до 1 км^2 . Тела третьей фазы сложены однообразными средне-крупнозернистыми массивными порфировидными лейкогранитами. В зоне эндоконтакта и в жильных телах они становятся мелкозернистыми аплитовидными. Контакты чаще всего прямолинейные крутые, секущие. Вмещающие породы у контактов ороговикованы, интенсивно окремнены и альбитизированы. Ширина зоны измененных пород зависит от размеров массива. У самого крупного массива она достигает 1-2 км. На контакте с габброидами первой фазы в массивах гранитов появляется зона контаминированных пород среднего состава шириной выхода до 400 м с большим количеством ксенолитов. В габброидах вблизи контакта наблюдаются жилы гранит-аплитов мощностью до 12-24 м.

Великандинский блок на 55 % сложен гранодиоритами второй фазы кутимского комплекса. Они прорваны двумя телами гранитоидов третьей фазы размером $3 \times 6-7$ км. На юге Окунайского блока условно к третьей фазе отнесены интенсивно метасоматически измененные граниты. О. М. Можаровский закартировал их как альбитовые метасоматиты.

Петрография. Средние нормативные составы пород (см. табл. 4.1) свидетельствуют, что с ростом содержания кварца уменьшается содержание темноцветных минералов, а пироксен сменяется слюдами, что обусловлено повышением роли воды в магме. Относительное содержание полевых шпатов, как и калишпата, при переходе от основных пород к средним возрастает. При переходе к лейкогранитам содержание полевых шпатов сокращается.

В первой фазе преобладают массивные однородные, реже такситовые габброидориты с габбровой, габброофитовой или пойкилитовой структурами. В составе пород принимают участие плагиоклаз, пироксен, амфибол, в небольших количествах калишпат и кварц. Плагиоклаз с размером кристаллов 1-2 мм составляет около 50 % породы. Как правило, он имеет зональное строение с изменением состава от лабрадора в центре зерен до андезина по периферии. В среднем его нормативный состав имеет вид $\text{Al}_{51} \text{An}_{38} \text{Or}_{11}$. Зерна пироксена размером до 3 мм составляют около 40 % породы. Его нормативный состав следующий: $\text{Wo}_{20} \text{En}_{54} \text{Fs}_{26}$, коэффициент железистости равен 33, что соответствует субкальциевому авгиту. Амфибол, представленный роговой обманкой, окаймляет зерна пироксена и замещает его. Коэффициент железистости равен 32. Калишпат и кварц наблюдаются в интерстициях, где образуют тонкозернистый агрегат микрогранофирового строения. Акцессорные минералы представлены магнетитом (первые проценты), ильменитом, сфеном, пиритом, апатитом и цирконом в весовых количествах, лейкоксеном, рутилом, халькопиритом, галенитом, флюоритом и лимонитом в знаковых количествах. Суммарное их количество без магнетита достигает 2 %.

Вторая фаза представлена в основном массивными порфировидными гранодиоритами с гранитной, гипидиоморфнозернистой, участками гранофировой структурой. Плагиоклаз зональный. В центре он отвечает андезину, по периферии – олигоклазу, среднее содержание анортитовой молекулы равно 28 %. Отмечается рост его щелочности в краевых частях массивов. Пироксен более ранний, чем плагиоклаз, так как наблюдается в нем в виде включений. По среднему нормативному составу ($\text{Wo}_{28} \text{En}_{30} \text{Fs}_{42}$) и коэффициенту железистости (58) он соответствует ферроавгиту. К контактам возрастает минал волластонита и уменьшается – других составляющих ($\text{Wo}_{70} \text{En}_3 \text{Fs}_{27}$), коэффициент железистости возрастает до 90. В основной массе он интенсивно замещается роговой обманкой и хлоритом. Количество последнего в апикальных частях массивов растет. Отмечается общая высокая окисленность железа. Калишпат и кварц ксеноморфны и часто образуют гранофировые срастания. Содержание магнетита составляет 1-2 %. Приурочен он обычно к скоплениям темноцветных минералов и замещается гематитом. К контактам уменьшается его окисленность и титанистость. В этом направлении миналы изменяются в следующей последовательности: $\text{Mt} - 70,2 \rightarrow 78,7 \rightarrow 81,2$, $\text{Ge} - 7,3 \rightarrow 1,6 \rightarrow 0,3$, $\text{Il} - 22,5 \rightarrow 19,7 \rightarrow 18,5$. Из других акцессорных минералов присутствуют ильменит, ру-

тил, халькопирит, галенит, гематит, лимонит, сфалерит, пирит в весовых количествах, флюорит и барит в знаковых количествах. Суммарное их содержание достигает 1 %.

В третьей фазе преобладают массивные порфировидные лейкократовые граниты с гипидиоморфнозернистой, местами гранофировой структурой. Преобладает плагиоклаз с размером зерен 2-3 мм. Состав его колеблется от альбитового до олигоклазового. Средний нормативный состав ($Al_{96} An_2 Or_2$) соответствует альбиту. Содержание рубидия в нем составляет 5 г/т, окиси железа – 0,16. Калишпат представлен микроклин-пертитом ($Or_{50-59} Al_{49-37} An_{1-4}$). Содержание в нем рубидия составляет 134-210 г/т, окиси железа – 0,37-0,65. Кварц двух генераций. Одни зерна располагаются между кристаллами полевых шпатов, другие – в виде грубых ихтиоглиптов в сростании с микроклин-пертитом. Темноцветные минералы представлены биотитом, часто интенсивно серицитизированным. Средний коэффициент железистости его составляет 43. Магнетит в виде редких мелких зерен. Состав его ($Mt_{94} Il_5 Ge_1$) низкотитанистый, резко восстановленный.

4.2.3. ТРЕТЬЯ СТАДИЯ

В третью стадию сформировались баргундинский вулканический и татарниковский интрузивный комплексы. Они имеют ограниченное распространение в южной половине пояса.

4.2.3.1. БАРГУНДИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Баргундинский вулканический комплекс выделил Н.А. Срывцев. Ранее слагающие его образования относились либо к иликтинской (Н.В. Суханова), либо к малокозинской (Н.К. Коробейников) свитам. Н.А. Срывцев установил, что они залегают с разрывом на дезинтегрированной поверхности плагиогранитов кочериковского комплекса (рис. 4.5, 4.6), содержат многочисленные обломки пород

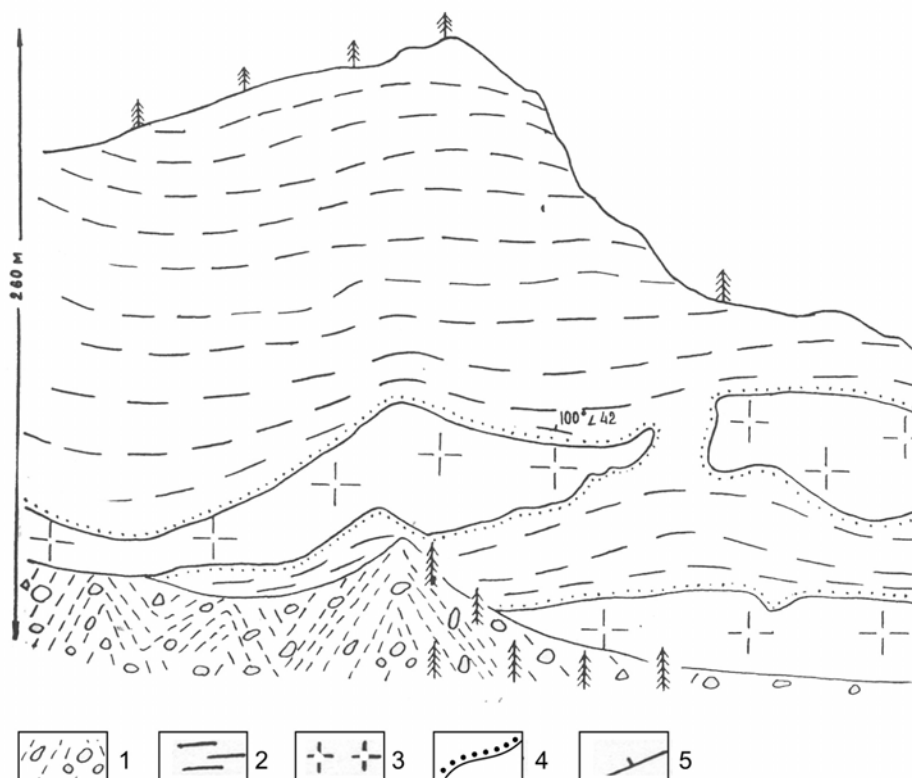


Рис. 4.5. Налегание баргундинского вулканического комплекса на кочериковский интрузивный комплекс (зарисовка Н.А. Срывцева):

1 - четвертичные отложения; 2 – баргундинский вулканический комплекс, туфы основного состава; 3 – кочериковский интрузивный комплекс, плагиограниты; 4 – поверхность размыва; 5 – элементы залегания контакта

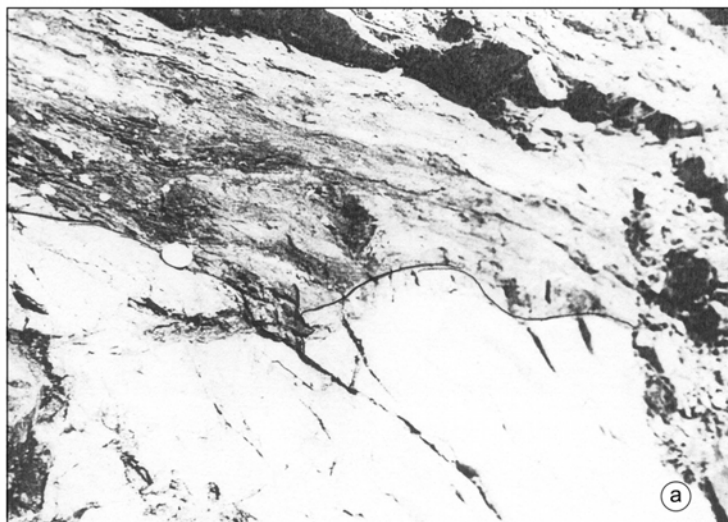


Рис. 4.6. Налегание тонкослоистых туфов (а) и андезибазальтов со столбчатой отдельностью (б) баргундинского комплекса на выветрелую поверхность плагиогранитов кочериковского комплекса (фото Н.А. Срывцева)

Сохранились в основном западная и южная его части. К северу и востоку породы комплекса слагают провесы кровли размером до 2-3 км и ксенолиты в Татарниковском массиве. Состоит палеовулканическая постройка из серии туфолоавовых конусов. Жерловины выделяются по интенсивности магнитного поля. Вокруг них располагается фациально-изменчивая пачка, состоящая из быстро выклинивающихся прослоев и линз туфов, реже эффузивов. На западе она полого залегает на неровной поверхности плагиогранитов кочериковского комплекса, на востоке около разломов вулканиты смяты в крутые складки. В туфах наблюдается параллельно-слоистая текстура, сформировавшаяся в водной среде (см. рис. 4.5). Иногда в базальтах отмечается столбчатая отдельность (см. рис. 4.6).

В вертикальной стенке г. Баргунда, по данным Н.А. Срывцева, наблюдается разрез, дающий представление о строении палеовулкана. В основании его залегают среднеобломочные литокристаллокластические туфы андезибазальтов видимой мощностью 160 м. Они прорваны вертикально залегающей дайкой субвулканических габбродиабазов мощностью 90 м. Выше выходят эпидотизированные, кремнистые туфы с вкрапленностью сульфидов мощностью 400 м. Затем после зоны милонитов мощностью 1 м последовательно выходят:

1. Ксенотуфы брекчированные 80 м.
2. Туфы литокристаллокластические мелкообломочные 270 м.
3. Туффиты тонкослоистые 200 м.
4. Дайка габбродиабазов шириной 70 м.

этого комплекса и иликтинской свиты и прорваны интрузивами татарниковского комплекса, которые не оказывают контактового воздействия на залегающие выше отложения малокосинской свиты. Г.И. Богарев и Д.И. Калинина при ГДП-50 пришли к выводу, что породы, выделенные Н.А. Срывцевым в баргундинский комплекс, составляют латеральный ряд с малокосинской свитой. Название комплекса дано по расположенному в междуречье Молокона и Поперечной горному массиву Баргунда, где в основном и распространены его породы (рис. 4.7, см. также рис. 3.2, 3.3).

В составе комплекса принимают участие вулканиты основного состава, туфогенно-терригенные и терригенные отложения (от конглобрекций до алевролитов). Для пород комплекса характерны темно-серая до черной окраска, плохие окатанность и сортировка обломочного материала в терригенных отложениях, метаморфизм зеленосланцевой фации. По-видимому, извержения происходили в относительно узком мелководном прогибе с крутыми бортами. По данным Н.К. Коробейникова мощность этой части разреза достигает 500 м.

Вулканиты комплекса слагают многовыходной палеовулканического типа, большая часть которого уничтожена татарниковской интрузией.

5. Туфы кристаллокластические мелкообломочные 100 м.
6. Туффиты мелкозернистые 50 м.
7. Андезибазальты невадитовые массивные 40 м.
8. Туфы мелко- и тонкообломочные 90 м.
9. Туффиты псефитовые 70 м.
10. Милониты 1 м.
11. Андезибазальты видимой мощностью более 70 м. Общая мощность представленного раз-

реза составляет около 1200 м.

Другие конусы имеют сходное строение (рис. 4.8). В центре расположены выходы брекчиевых ксенотуфов, прорванных телами габброидов, часто с базальтовой оторочкой. Они часто образуют субсогласные тела среди вулканитов. На склонах конусов преобладают туфы от тонкообломочных до крупнообломочных, лапиллиевых. На удалении от центров они переслаиваются с туффитами. В истоках р. Молокон, по данным Н.К. Коробейникова, вулканогенные образования, относимые к баргундинскому комплексу, сменяются по простирацию осадочными отложениями.

К баргундинскому комплексу Н.А. Срывцев также отнес жерловое тело ксенотуфов и габбродиабазов, прорывающее плагииграниты Черемшанного массива кочериковского комплекса. По левому борту р. Хейрем расположены дайки диабазов с шаровой отдельностью мощностью до 0,8 м, которые, по его мнению, также могут являться подводными каналами баргундинского комплекса.

Петрография. Среди пород комплекса преобладают вулканиты андезибазальтового состава. Изредка отмечаются андезитоиды. Субвулканические разности представлены преимущественно габбродиабазами. По среднему нормативному составу (см. табл. 4.1) субвулканические образования значительно основнее, чем породы поверхностных фаций. При близких нормативных содержаниях калишпата в них значительно больше плагиоклаза и пироксена, но меньше – кварца.

Андезибазальты в покровах и в туфовых обломках массивные, иногда миндалекаменные, имеют микрофитовую, пойкилофитовую и криптозернистую структуру. Среди туфов преобладают псаммитовые и псефитовые кристаллолитокластические разности андезибазальтов. Они сложены

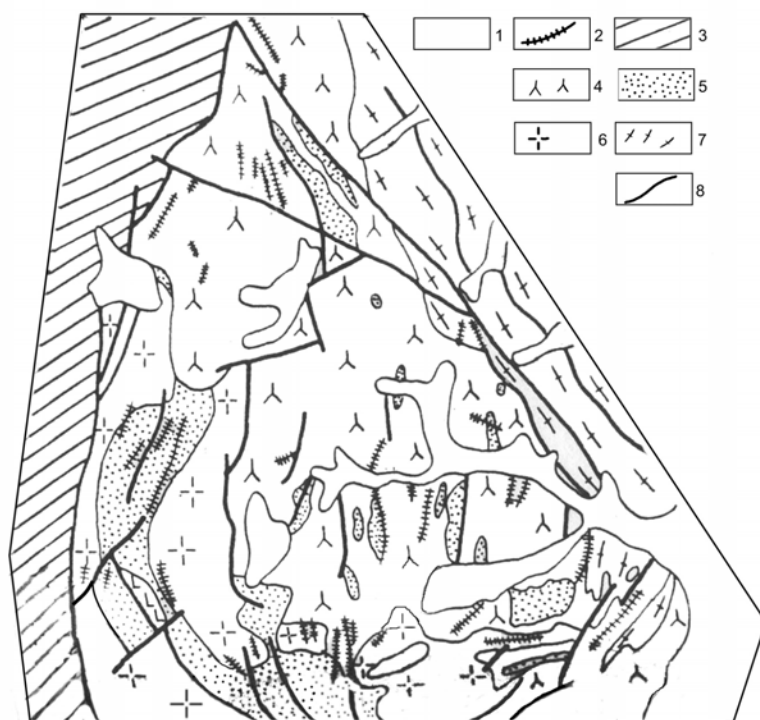


Рис. 4.7. Геологическое строение горного массива Баргунда
(составил Н.А. Срывцев):

1 – четвертичные отложения; 2 – дайки основного состава; 3 – породы второго цикла формирования пояса; 4 – татарниковский интрузивный комплекс, монзонитоиды; 5 – баргундинский вулканический комплекс, терригенно-вулканогенные породы; 6 – кочериковский интрузивный комплекс, плагииграниты; 7 – гнейсо-сланцевая толща; 8 – тектонические нарушения

преимущественно плагиоклазом с содержанием анортитовой составляющей в среднем 48 % и пироксеном. Пироксен с нормативным составом $\text{Wo}_{13}\text{En}_{36}\text{Fs}_{51}$ и коэффициентом железистости 59 соответствует железистому пиксону. В значительной степени он замещен вторичными минералами и сохранился только в микропойкилитовых структурах. Магнетит распределен неравномерно и содержится в количестве первых процентов. Кроме него, в весовых количествах представлены ильменит, сфен, пирит, в знаках – турмалин, рутил, апатит, лимонит, касситерит, циркон, моноцит, флюорит, гранат. Вторичные минералы – эпидот, хлорит, карбонат. Андезиты встречаются редко, отличаются от андезибазальтов большим содержанием калишпата (до 20 %), меньшим – темноцветных минералов.

Ксенотуфы часто выполняют жерловины или рас-

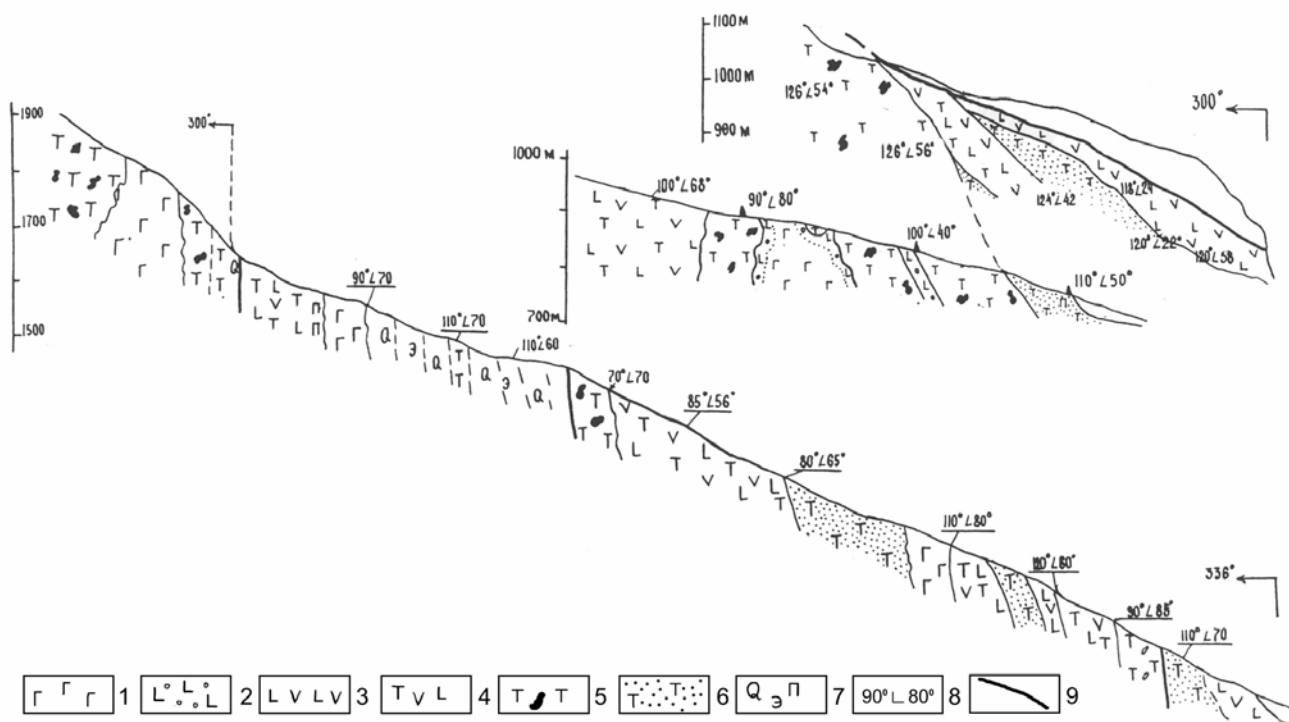


Рис. 4.8. Разрезы баргундинского комплекса на склонах г. Баргунда (составил Н.А. Срывцев):
 1 – габбро-диабазы; 2 – миндалекаменные базальты; 3 – андезибазальты; 4 – туфы андезибазальтов; 5 – ксенотуфы; 6 – туфогенно-терригенные породы; 7 – зоны окварцевания, эпидотизации и сульфидизации; 8 – элементы залегания слоистости и контактов; 9 – тектонические нарушения

полагаются вблизи них. Состоят они преимущественно из обломков пород иликтинской свиты и кочериковского комплекса. Размер их достигает 6 см. Много также обломков кристаллов плагиоклаза. Цемент лавовый или пепловый андезибазальтового состава. Ксенотуфы отличаются высокими содержаниями крупных (2-3 мм) кристаллов магнетита (до 5-6%). Этим, по-видимому, объясняются магнитные аномалии, приуроченные к жерловицам. В туфитах, кроме вулканогенного материала, присутствуют зерна кварца и плагиоклаза терригенного происхождения. Цемент их часто содержит карбонат, частично гидротермального происхождения.

Субвулканические тела сложены массивными габбродиабазами. В центре они среднезернистые с офитовой структурой, к контактам становятся мелко- и тонкозернистыми с диабазовой структурой, непосредственно у контактов иногда переходят в базальты. От покровных разностей их нормативный состав отличается меньшим содержанием кварца, большим плагиоклаза (№ 54) и пироксена. Формула последнего $\text{Vol}_{20} \text{Эн}_{45} \text{Фс}_{35}$, коэффициент железистости 44, что соответствует субкальциевому авгиту. Очень редко в интерстициях присутствуют гранофировые сростания калишпата и кварца. Такие соотношения составов наземных образований и субвулканических, завершивших формирование комплекса, свидетельствуют о преобладании в магматической камере перед началом вулканических извержений процессов эманационно-гравитационных процессов дифференциации.

4.2.3.2. ТАТАРНИКОВСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Татарниковский интрузивный комплекс, сложенный монцонитоидами, выделен и детально изучен Н.А. Срывцевым. Ранее его породы относились Н.В. Сухановой к палеозойскому конкудеро-мамаканскому комплексу. При ГДП-50 Г.И. Богарев и Д.И. Калинина пришли к выводу о достоверности сопоставления пород, относимых Н.А. Срывцевым к баргундинскому комплексу, с малокозинской свитой. В связи с этим они считают необходимым ревизовать определения изотопного (раннепротерозойского) возраста пород татарниковского комплекса и сопоставляют его с ирельским ком-

плексом. Характеристика татарниковского комплекса нами приводится в основном по данным Н.А. Срывцева [1974].

Массивы татарниковского комплекса прорывают иликтинскую свиту и кочериковский комплекс, оказывают контактовое воздействие на породы баргундинского комплекса. Контакты с более молодыми образованиями отсутствуют. Выходы комплекса расположены вдоль зоны Даванского глубинного разлома (рис. 4.9, см. также рис. 3.2, 3.3). По геофизическим данным отдельные тела на глубине соединяются в крупные массивы (с юга на север) Горемыкинский, Рельский, Окунайский.

Самый крупный и наиболее изученный **Горемыкинский массив** расположен на водоразделе рек Молокона и Поперечной. По геофизическим данным этот массив имеет площадь около 400 км² и представляет собой сложное пластообразное тело с погружением центра масс от 400 м на северо-востоке до 1600 м на юге. Слагающие его породы образуют выходы площадью от 2 до 98 км². Мелкие выходы имеют изометричную, а крупные – сложную форму. У самого крупного Татарниковского выхода границы извилистые, неровные с заливами и выступами. Приурочен он к пересечению разломов с простиранием 320° и 50°, по которым наблюдаются выступы тела. К общей структуре вмещающих пород массив дискордантен.

В общем, определяется лакколитообразная форма тел татарниковского комплекса со сложным внутренним строением. Характер контактов зависит от степени метаморфизма вмещающих образований. На западе с относительно слабо метаморфизованными породами баргундинского вулканического комплекса, иликтинской свиты и кочериковского интрузивного комплекса они отчетливо интрузивные с апофизами, ксенолитами (рис. 4.10) и провесами кровли (см. рис. 4.7). На востоке контакты с гнейсо-сланцевой толщей расплывчатые с постепенными переходами и фельдшпатизацией вмещающих пород. У контактов в монцонитоидах уменьшается зернистость и они переходят в монцонит-порфиры. Иногда на контакте в монцонитоидах появляется трахитоидность (см. рис. 4.10).

Петрография. По среднему нормативному составу в комплексе выделяется две группы монцонитоидов (см. табл. 4.1). Первая группа представлена монцодиоритами, монцонитами, редко кварцевыми монцонитами, которые слагают Рельский массив. Они имеют крупно-, среднезернистое сложение. У контактов зернистость уменьшается. Текстура их такситовая за счет неравномерного распределения темноцветных минералов и порфировидная, структура гипидиоморфнозернистая, участками монцонитовая. Фенокристаллы представлены плагиоклазом или калишпатом. Размер их составляет 4-8 мм. Основная масса состоит из калишпата с включениями призматических зерен плагиоклаза, темноцветных минералов, кварца и магнетита. Темноцветные минералы представлены ромбическим (Г.И. Богарев и Д.И. Калинина указывают, что по определению Л.И. Серебренникова за ромбический пироксен в породах татарниковского комплекса Н.А. Срывцев принял минерал типа диаллага) и моноклинным пироксеном, замещаемые амфиболом и биотитом. Содержание темноцветных минералов достигает 20 %. Магнетит составляет первые проценты породы и характеризуется повышен-

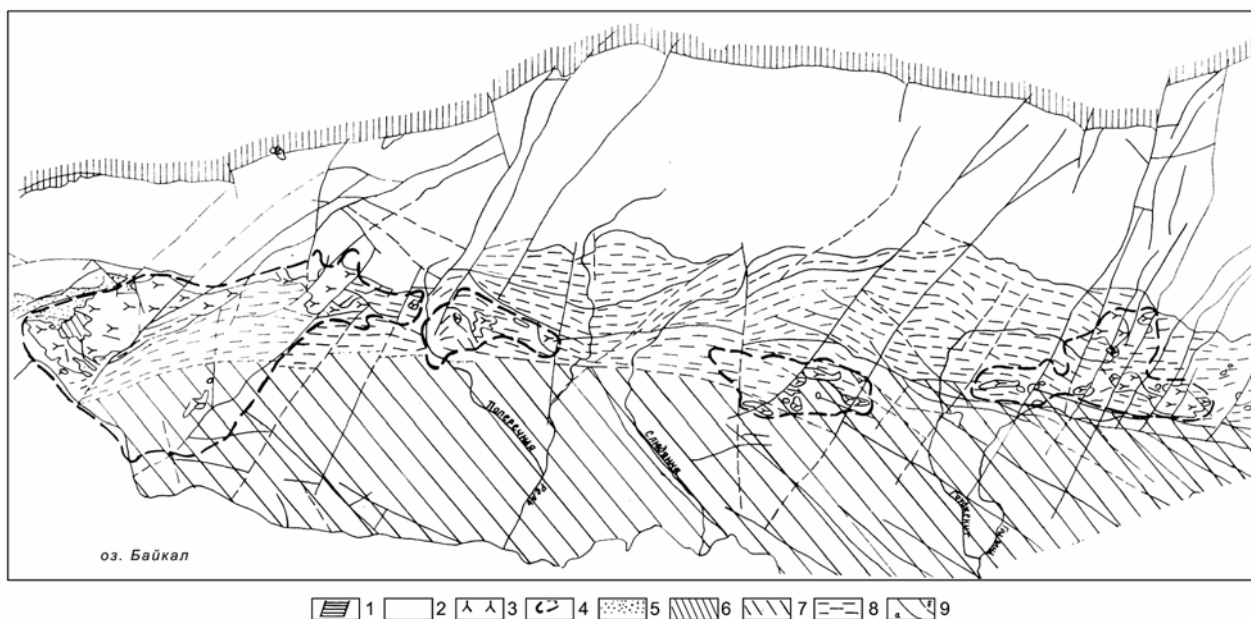


Рис. 4.9. Схема расположения массивов татарниковского комплекса (составил Н.А. Срывцев):

- 1 – байкальская серия; 2 – породы второго цикла, формирования пояса; 3-4 – татарниковский комплекс:
 3 - контуры выходов на поверхность; 4 – глубинные контуры массивов по геофизическим данным; 5 – баргундинский вулканический комплекс; 6 – кочериковский интрузивный комплекс; 7 – гнейсо-сланцевая толща;
 8 – зона Даванского глубинного разлома; 9 – разломы достоверные (а) и предполагаемые (б)

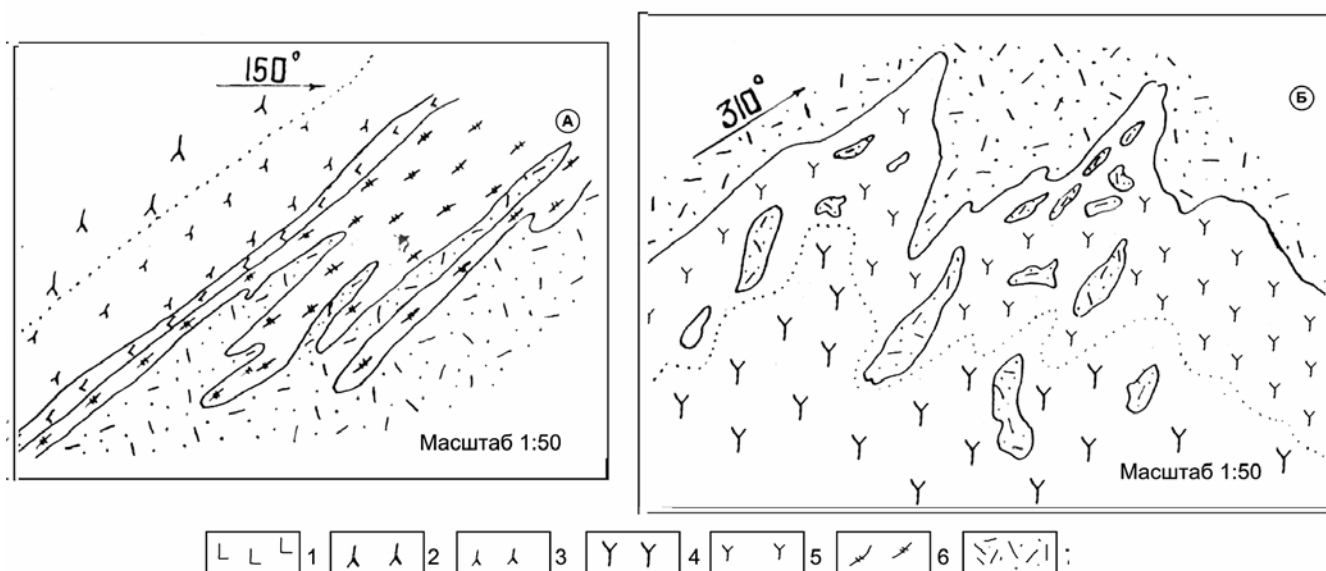


Рис. 4.10. Характер контактов Рельского (А) и Горемыкинского (Б) массивов татарниковского комплекса (зарисовки Н.А. Срывцева):

1 – дайки габбро-диабазов; 2 – 6 татарниковский интрузивный комплекс: 2 – монцониты, 3 – монцонит-порфиры, 4 – лейкомонцониты, 5 – лейкомонцонит-порфиры, 6 – трахитоидные разновидности; 7 – ороговикованные породы баргузинского вулканического комплекса

ными концентрациями титана. Монцодиориты отличаются от монцонитов большим количеством темноцветных минералов (до 25 %). В качестве аксессуаров присутствуют апатит, ильменит, циркон, сфен, ортит, флюорит, пирит, халькопирит, гранат, турмалин. Суммарное их содержание составляет 2,7-3,5 %.

Вторая группа представлена кварцевыми монцонитами и лейкомонцонитами, которые слагают Татарниковский массив. Переходы между разновидностями постепенные, осуществляются на расстоянии от десятков метров до метров. Текстура пород такситовая, иногда порфировидная, структура гипидиоморфнозернистая. Строение кварцевых монцонитов крупно-, среднезернистое, лейкомонцонитов – средне-, мелкозернистое. В Татарниковском массиве по сравнению с Рельским, наблюдаются меньшие размеры фенокристаллов, больше биотита, калишпата и кварца, меньше других темноцветных минералов и магнетита. Пироксены здесь более железистые. Амфибол обогащен гастингситовым миналом и приобретает субщелочной состав. Биотит соответствует сидерофиллиту. По мере роста лейкократовости пород в нем растут содержание и окисленность железа. Для всех темноцветных минералов характерны повышенные содержания титана. Набор аксессуарных минералов тот же, лишь ортит сменяется моноцитом и торитом, в кварцевых монцонитах появляются арсенопирит, галенит, молибденит, в лейкомонцонитах – касситерит и сфалерит. Суммарное содержание аксессуарных минералов сокращается до 1,6-2 %. Н.А. Срывцев предполагает, что эти две группы пород отражают фазность в формировании комплекса.

Средние нормативные составы пород (см. табл. 4.1) показывают значительный рост от монцодиоритов к лейкомонцонитам содержания калишпата и водосодержащих темноцветных минералов, незначительное увеличение кварцевой составляющей и понижение роли плагиоклаза.

В массивах комплекса широко распространены дайки диабазов и аплитов, жилы кварцевого и полевошпатово-кварцевого состава.

4.3. ВТОРОЙ ЦИКЛ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСА

Образования второго цикла занимают основную площадь пояса. Они вместе с породами третьего цикла рассматриваются обычно в составе единой акитканской серии. По мнению большинства исследователей, образования этих двух циклов и слагают пояс.

Первые находки вулканитов пояса были сделаны И.Д. Черским в 1878 году на западном побережье Байкала. Широкое распространение пород порфирового облика в Западном Прибайкалье было установлено П.И. Преображенским [1912] и М.М. Тетяевым [1916], которые считали их интрузивными. В 20-е и 30-е годы в пределах пояса проводил исследования В.Г. Дитмар, трактовавший все поро-

ды порфирирового облика слагающие единый покров. В.В. Домбровский [1940] эти же образования отнес к гипабиссальным разностям. К такому же выводу пришли Е.В. Павловский и А.И. Цветков [1936]. А.А. Арсентьев [1938] относил эти породы к эффузивным образованиям. Возраст пород пояса трактовался в широких пределах: от архейского (В.В. Домбровский) до мезокайнозойского (Е.В. Павловский и А.И. Цветков).

В 50-е годы при проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 В.Д. Мац и А.А. Малышев доказали, что относительно хорошо сохранившиеся вулканогенные образования второго и третьего циклов залегают с размывом на метаморфизованных породах первого цикла (в нашей трактовке) и перекрываются с угловым несогласием байкальской серией. Толщи с преобладанием вулканогенных образований они объединили в хибеленскую свиту, а с преобладанием осадочных отложений – в более молодую анайскую. Л.И. Салоп [1964] объединил образования второго и третьего циклов в акитканскую серию среднепротерозойского возраста в составе трех свит (снизу): малокосинскую преимущественно терригенную, хибеленскую преимущественно вулканогенную и чайскую – вновь с преобладанием терригенных отложений. Такая схема с некоторыми вариациями использовалась при геологосъемочных работах разного масштаба. При этом в Акитканском хребте хибеленскую свиту делили на три подсвиты: нижнюю – преимущественно терригенную (малокосинская свита), среднюю – вулканогенную (куленянский и домугдинский вулканические комплексы), верхнюю – вулканогенно-терригенную с нижним преимущественно туфогенным (ламборский вулканический комплекс) и верхним в основном терригенным (чайская свита) горизонтами. Ф.В. Никольский и Т.А. Дольник при геологосъемочных работах масштаба 1: 200 000 в бассейне р. Рассохи установили, что выделяемые в верхнехибеленскую подсвиту осадочно-вулканогенные отложения (ламборский комплекс) залегают со значительным размывом на породах, относимых к среднехибеленской подсвите (домугдинский комплекс), и прорывающих их интрузивных образованиях (субвулканические разности домугдинского комплекса). Эти данные в последующем в более южных районах подтвердились нами и другими геологами.

В процессе крупномасштабных геологосъемочных работ В.В. Булдыгеровым в Акитканском хребте было установлено, что картируемая ранее как единая среднехибеленская подсвита состоит из двух частей (куленянский и домугдинский комплекс), разделенных поверхностью размыва. Было также установлено, что, наряду с покровными образованиями, к среднехибеленской подсвите относились и субвулканические массивы, сопровождавшие вулканы.

В.Д. Мац и А.А. Бухаров [1967] предложили другую схему расчленения пород пояса. В Акитканском хребте породы основания разреза с терригенными отложениями внизу и вулканогенными – вверху они объединили в домугдинскую свиту. За верхней, преимущественно терригенной, частью они оставили название «чайская свита», причленив к ней вулканогенные образования, выделяемые при геологосъемочных работах в верхнехибеленскую подсвиту. В Байкальском хребте образования пояса они объединили в хибеленскую свиту, залегающую с размывом на породах сарминской серии и кочериковского комплекса, в качестве возрастного аналога чайской свиты Акитканского хребта. В составе хибеленской свиты А.А. Бухаровым [1973] выделены комплексы (снизу): ошеконский вулканогенный, малокосинский вулканогенно-терригенный и мужинайско-тонгодинский вулканогенный.

Интрузивные образования второго цикла Л.И. Салоп в 1956 году объединил в ирельский комплекс в составе 4-х фаз [Салоп, 1967]: первая фаза – субвулканические гранит- и сиенит-порфиры, связанные взаимопереходами с вулканиками, вторая – малые интрузии основного состава, третья – синорогенные интрузии гранитов, четвертая – позднеорогенные интрузии гранитов. По мнению М.П. Лобанова [1964], первая фаза ирельского комплекса представлена гранодиоритами и диоритами (Дельбичиндинская интрузия), вторая – гранитами и граносиенитами (Яральская интрузия), третья – гранофировыми гранитами (Огнёвская интрузия), четвертая – гранитами и гнейсо-гранитами (Даванская интрузия). В дальнейшем 4-я фаза была выделена в самостоятельный даванский комплекс. Нами [Срывцев, Булдыгеров, 1982] установлено, что выделенные М.П. Лобановым фазы ирельского комплекса являются самостоятельными комплексами. Породы первой фазы были выделены в дельбичиндинский комплекс, второй – в яральский. Третья и четвертая фазы, предположительно, представляют собой единый даванский комплекс в разных эрозионных срезах.

Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров [1982] предложили другую схему расчленения пород второго и третьего циклов с выделением вулканических и интрузивных комплексов. С небольшими изменениями она принята в настоящей работе. От первого и третьего циклов второй цикл отделен длительными периодами поднятий, денудации, проявлениями метаморфогенно-метасоматических и палингенными процессами. На основании установленных перерывов в магматической деятельности и осадконакоплении во втором этапе выделены 4 стадии.

4.3.1. ПЕРВАЯ СТАДИЯ. МАЛОКОСИНСКАЯ СВИТА (МАЛОКОСИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

В течение первой стадии накопились вулканогенно-терригенные отложения малокосинской свиты с вулканитами основного и среднего составов, которые объединены в малокосинский вулканический комплекс. Наземные фации сопровождаются субвулканическими телами габброидов. Породы свиты выходят узкой прерывистой полосой вдоль западного борта впадины оз. Байкал на юге пояса. В центральной его части они наблюдаются по периферии и в пределах ВТ горстов (см. рис. 3.2, 3.3, 3.4).

Нижняя возрастная граница малокосинской свиты проводится по налеганию ее отложений с угловым несогласием на породы иликтинской свиты и кочериковского комплекса. Эти взаимоотношения описаны Л.И. Салопом [1964, с. 167], В.Д. Мацем [1965] и другими геологами. В центральной части пояса (бассейн р. Савкиной) А.Н. Артемьевым и Ю.П. Цыпуковым установлено налегание малокосинской свиты (хибеленской свиты по авторам) с угловым несогласием на породы большеминского комплекса (чуйской толщи по авторам). Нами в пределах Большеминского ВТ горста также установлено налегание малокосинской свиты с размывом на большеминский вулканический комплекс (см. рис. 4.3). При геологосъемочных работах породы, слагающие здесь и в Великандинском горсте малокосинскую свиту (малокосинский вулканический комплекс), относились к чайской свите. Сравнительный анализ этих отложений со стратотипами малокосинской и чайской свит показал, что это неверно (табл. 4.3).

Таблица 4.3

Сравнительная характеристика чайской и малокосинской свит

Характеристики	Чайская свита	Малокосинская свита
Участки распространения	В основном северо-западная окраина пояса	Центральная и южная части восточной окраины пояса
Положение в разрезе	Верхняя часть разреза пояса	Основание разреза второго этапа формирования пояса
Особенности разреза	Возрастание мономиктности вверх по разрезу	Уменьшение мономиктности вверх по разрезу
Расположение вулканитов в разрезе	В средней части	В средней и нижней части
Состав вулканитов	Трахиролитовый, редко шошонитовый	Базальтовый, андезитовый
Метаморфические изменения	Отсутствуют	Зеленосланцевая фация
Фоновая радиоактивность	Уменьшается вверх по разрезу	Возрастает вверх по разрезу

Характер верхней возрастной границы малокосинской свиты трактуется по-разному. В пределах Большеминской структуры, по нашим данным, она прорвана подводящими каналами экструзивно-лавовых тел риодацитов хибеленского комплекса (см. рис. 4.3). На периферии Окунайской структуры вверху разреза малокосинской свиты (нижнехибеленской подсвиты) А.С. Киренский наблюдал перемежаемость терригенных пород с трахиандезитами куленянского комплекса (среднехибеленской подсвиты), что трактуется им как постепенный переход между этими подразделениями. Наши наблюдения севернее Окунайской структуры показывают, что тела трахиандезитов среди терригенных отложений малокосинской свиты представлены согласными субвулканическими телами куленянского вулканического комплекса. Формирование куленянского вулканического комплекса на других участках начиналось с накопления маломощных пачек осадочных и вулканогенно-осадочных отложений. Возможно, верхняя часть отложений, относимых к малокосинской свите, является низами разреза наземных образований куленянского комплекса. При таком варианте появление покровов трахиандезитов куленянского комплекса вполне вероятно. Таким образом, характер границы малокосинской свиты и наземных частей куленянского комплекса здесь остается не совсем ясным.

На юге пояса малокосинская свита контактирует вверху с хибеленским вулканическим комплексом. Их взаимоотношение трактуется по-разному. Л.И. Салоп [1964] считал хибеленскую свиту залегающей согласно на малокосинской и их границу проводил по хорошо картируемой подошве мощного покрова кислых эффузивов. В.Д. Мац и А.А. Бухаров [1967] образования малокосинской свиты объединяли с хибеленской в единое стратиграфическое подразделение – хибеленскую свиту. При этом В.Д. Мац [1965] выделял образования малокосинской и хибеленской свит в качестве последовательных фациальных комплексов, контактирующих через переслаивание. А.А. Бухаров [1973] образования малокосинской свиты выделил в вулканогенно-терригенный комплекс средней части разреза хибеленской свиты.

По нашему мнению, между малокошинской свитой и хибеленским вулканическим комплексом существует значительный перерыв в осадконакоплении. Анализ приводимых исследователями (В.Д. Мац, Н.К. Коробейников, Г.И. Богарев и др.) разрезов малокошинской и хибеленской свит показывает, что внизу залегают терригенные отложения с обломками пород первого цикла и метаморфитов фундамента пояса. Выше располагается терригенно-вулканогенный горизонт с вулканитами основного-среднего состава и характерными вишневыми алевритовыми и пелитовыми сланцами. Вверху они сменяются грубообломочными отложениями с обломками подстилающих терригенных и вулканогенных пород малокошинской свиты и кислых вулканитов, аналогичных вышележащим вулканитам хибеленского комплекса, в том числе и туфового генезиса. Таким образом, разрез наземных образований хибеленского комплекса (свиты) начинается не с покрова риолитов, а, как и других вулканических комплексов пояса, с пачки вулканогенно-терригенных пород, залегающей с размывом на разных уровнях разреза малокошинской свиты.

Иногда указывается [Салоп, 1964 и др.] на наличие кислых вулканитов в составе малокошинской свиты. Наши наблюдения в вершине р. Мужинай показали, что породы кислого состава вулканогенного облика слагают здесь субсогласные и секущие субвулканические тела в малокошинской свите. Это же отмечалось и А.А. Бухаровым [1973, с. 50]. Возможно, и на других участках кислые породы вулканогенного облика, относимые к малокошинской свите, являются более молодыми субвулканическими и жерловыми образованиями.

Разрез малокошинской свиты в Прибайкалье фациально весьма изменчив. Несмотря на это, почти повсеместно в нем можно выделить три части. Внизу залегает пачка грубообломочных отложений. Состав обломков пород в них по простирацию меняется весьма значительно. По данным Г.И. Богарева, в районе Солнце-пади преобладают обломки мелко- и среднезернистых аляскитовых гранитов, зеленых ортосланцев, и амфиболитов, редко джеспилитов; у мысов Кедровых - метадиабазов, пегматоидных гранитов, гнейсов и плагиогранитов; на широте Малокошинского мыса - плагиогранитов и аплитов. Песчаники представлены существенно кварцевыми и аркозовыми, реже полимиктовыми разностями. Характерны плохая сортировка и окатанность обломков, градационная, реже косая слоистость, частая примесь туфогенного материала. Средняя часть разреза (малокошинский вулканический комплекс) имеет терригенно-сланцево-вулканогенный состав с вулканитами от андезитового до базальтового составов. Терригенный материал имеет в основном песчано-алевритовый размер. Верх разреза свиты сложен крупнозернистыми песчаниками и гравелитами кварцево-полевошпатового и полимиктового составов. Для них характерны хорошая окатанность обломков, косая слоистость и лиловые цвета. В общем, вверх по разрезу уменьшается роль существенно кварцевых отложений и возрастает - полимиктовых, то есть уменьшается зрелость осадков. Мощность свиты в западном Прибайкалье колеблется от 100 до 1700 м.

В бассейне р. Дельбичинды в массиве дельбичиндинского комплекса наблюдаются многочисленные ксенолиты пород малокошинской свиты, представленные туфогенно-терригенными мелкозернистыми породами и базальтоидами. В вершине первого снизу правого притока р. Дельбичинды О.М. Можаровский наблюдал (согласно описанию в полевом дневнике) значительные по площади выходы базальтоидов, по-видимому, также принадлежащих малокошинскому комплексу.

В бассейне р. Окунайки и Мал. Мини отложения малокошинской свиты располагаются по периферии Окунайского горста. Строение ее разреза здесь сходно с Прибайкальским: внизу залегают существенно кварцевые отложения с подчиненным объемом полимиктовых, в середине - терригенно-вулканогенные породы с базальтоидами и мелкообломочным терригенным материалом (малокошинский комплекс), вверху - терригенные, преимущественно полимиктовые отложения. Мощности свиты на востоке блока не превышают 150-300 м, на юго-западе - возрастают до 1100 м.

По периферии Большеминского и Великандинского горстов породы малокошинской свиты выходят в виде прерывистых полос шириной в первые километры. Вулканогенные образования малокошинского комплекса на этих участках присутствуют в небольших объемах и представлены базальтами и андезибазальтами, реже их туфами. Вверх по разрезу также наблюдается постепенное уменьшение зрелости терригенных отложений. Видимая мощность малокошинской свиты здесь колеблется в пределах от 200 до 1000 м.

Среди осадочных отложений свиты преобладают пролювиальные, аллювиальные и озерные фации. В терригенных отложениях преобладают обломки местных образований. Вверх по разрезу уменьшается зрелость осадков. Эти данные свидетельствуют о формировании малокошинской свиты в условиях грабенообразного прогиба с крутыми бортами, который заложен на относительно пенепленизированной поверхности и был ограничен конседиментационными разломами. Мощности малокошинской свиты резко возрастают в западном направлении, что свидетельствует о поперечной асим-

метрии прогиба. Днище прогиба было относительно пологое. В середине малокосинского времени в днище прогиба возникли вулканы. Ему предшествовало поднятие днища прогиба и общее выполаживание рельефа. Вероятно, это обусловлено воздействием поднимающейся магмы на днище прогиба. После завершения вулканической деятельности вновь возростала расчлененность рельефа.

В.В. Бурович указывает на концентрически зональное распределение фаций в низах малокосинской (по автору чайской) свиты на периферии Великандинского блока, что свидетельствует, по его мнению, об изолированном характере бассейна осадконакопления в это время.

В междуречье Молокона и Мужиная расположен **Молоконский** монокенный палеовулкан центрального типа размером 7×8 км и мощностью вулканитов 250-270 м. В верховьях р. Савкиной установлен **Верхнесавкинский** монокенный палеовулкан трещинного типа размером 2×17 км и мощностью вулканитов 50-60 м. Более мелкие палеовулканы этого типа имеют место в бассейнах рек Б. Косы, Окунайки и Великанды. Кое-где они осложнены конусами, сложенными пирокластами. Они известны на правом берегу р. Савкиной, на левом борту р. Мужиная, в пади Рита. При глубокой эрозии вскрываются подводящие каналы трещинного типа в виде серии крутопадающих даек.

Несколько отличное строение имеет палеовулканическая постройка, расположенная на водоразделе рек Большой Мини и Лево́й Домугды. Это линейно вытянутый туфовый конус длиной более 500 м и шириной 100-300 м. По периферии в туфах появляется примесь и пропластки песчаного аркозового материала. С удалением от центра постройки объем терригенного материала возрастает. Наибольшая удаленность туфового материала от центра извержений не превышает 2 км. Такое строение палеовулкана обусловлено формированием туфового конуса в днище отрицательной структуры на фоне его погружения. Заполнялась она по периферии палеовулкана терригенным материалом, привносимым из-за пределов пояса.

На других участках по пластовому субсогласному залеганию вулканитов малокосинского комплекса можно предположить, что в период его формирования преобладали линейные палеовулканы, сходные с исландскими щитовыми постройками [Ритман, 1964]. Палеовулканы сложены в большинстве случаев лавами, реже наблюдаются туфы. Относительно выдержанные мощности вулканогенных образований и отсутствие следов значительных размывов приводит к заключению о пологих склонах палеовулканических построек и быстром их захоронении. Ассоциация вулканогенных образований с мелководными отложениями и наличие подушечных лав свидетельствуют хотя бы о частичном подводном характере извержений.

Петрография. Петрографический состав вулканитов колеблется от базальтового до андезитового. Эффузивы преимущественно миндалекаменные, массивные, реже с шаровой отдельностью, отмечаются также вариолиты, редко присутствуют спилитоподобные разности. Строение пород обычно афировое, иногда порфиоровое с вкрапленниками плагиоклаза, редко пироксена. Основная масса микро- или тонкозернистая, структура микролитовая, витрофировая, микропойкилитовая. Сложена она лейстами плагиоклаза (20-30 %), между которыми располагаются зерна клинопироксена, реже амфибола, реликты стекла, замещаемого эпидот-хлоритовым агрегатом, и тонко распыленный рудный минерал (до 10 %), что определяет малиновый или лиловый цвет породы. Акцессорные минералы представлены гематитизированными зёрнами магнетита и пирита, а также ильменитом, рутилом, лейкоксеном, арсенопиритом, апатитом, редко сфеном, цирконом и флюоритом. Средний нормативный состав приведен в табл. 4.4.

Таблица 4.4

Средние нормативные составы пород первой и второй стадии второго цикла формирования пояса, %

Комплекс	Порода	Пл	Кпш	Кв	Пир	Амф	Би	Му	Мт
Малокосинский	Андезибазальт	53	8	5-8	26	-	-	-	5
Куленянский	Трахиндезит	41	27	16	11	-	-	-	3,5
Дельбичиндинский	Кварцевый монзонит	40	25	18	-	8	3	-	4

Плагиоклаз, в значительной степени сосюритизированный, в среднем отвечает битовниту № 45. В основной массе он несколько кислее, чем во вкрапленниках. Пироксен во вкрапленниках содержит включения зерен плагиоклаза. Замещается он агрегатом актинолита, эпидота и хлорита. По среднему нормативному составу ($\text{Vol}_{17} \text{Эн}_{59} \text{Фс}_{25}$) и коэффициенту железистости (30,4) пироксен соответствует субкальциевому авгиту. Магнетит ($\text{Мт}_{75} \text{Ге}_{16} \text{Ил}_{10}$) представлен малотитанистой окисленной разностью.

Лавобрекчии сложены обломками эффузивов (40-80 %), сцементированные лавой того же состава. Туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты залегают выше эффузивов или замещают их по протиранию. Они имеют обычно градиационную слоистость, состоят из обломков плагиоклаза, пироксе-

на, эффузивов основного состава. Цемент хлорит-серицитовый, по-видимому, первично пепловый с обильной примесью окислов железа. Есть и чисто пепловые разности туфов. В туфогенно-терригенных разностях присутствует вулканомиктовый материал, а также обломки кварца и полевых шпатов.

4.3.2. ВТОРАЯ СТАДИЯ

Во вторую стадию второго цикла сформировались куленянский вулканический и дельбичиндинский интрузивный комплексы. Их породы распространены в центральной части пояса, преимущественно вблизи восточной его границы.

4.3.2.1. КУЛЕНЯНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Куленянский вулканический комплекс сложен преимущественно вулканитами от трахидацитового до трахибазальтового составов с резким преобладанием трахиандезитов и их субвулканических аналогов (кварцевых монцонитов). В подчиненном объеме наблюдаются вулканогенно-терригенные и терригенные отложения. При геологосъемочных работах породы куленянского комплекса, вслед за Л.И. Салопом [1964], относились к хибеленской свите в качестве нижней или средней ее подсвит. По мнению А.А. Бухарова [1973], они слагают низы домугдинской свиты.

Взаимоотношение комплекса с малокосинской свитой рассмотрено выше. Верхняя возрастная граница определяется прорыванием его дельбичиндинским и яральским комплексами и налеганием с размывом на его образования терригенно-вулканогенных отложений домугдинского и хибеленского комплексов.

Породы комплекса слагают две параллельные полосы, разделенные выходами пород первого цикла и более молодых образований (см. рис. 3.3, 3.4). Восточная полоса прослеживается от бассейна р. Кутимы на севере до долины р. Нижней Ирели на юге, западная – от вершины р. Зап. Кутимы на севере до бассейна р. Умбеллы на юге. Породы комплекса трахиандезитового состава слагают лавовые бассейны [Булдыгеров, 1979]. Эти своеобразные вулканоструктуры детально будут рассмотрены при описании домугдинского комплекса.

В пределах западной полосы в междуречье Мини и Окунайки породы комплекса слагают поле линзовидной формы, представляющее собой **Окунайский лавовый бассейн** (рис. 4.11). Размеры его по длине достигают 70 км, по ширине – 25 км. Видимые мощности разреза наземных образований комплекса достигают 1500-2000 м.

На западе постройки трахиандезиты имеют микрозернистую основную массу с микрофельзитовой или микропойкилитовой структурой, массивной, часто миндалекаменной текстурой. По мере движения от западного края лавового бассейна на восток исчезает миндалекаменность, структура пород изменяется до гипидиоморфнозернистой, постепенно нарастает раскристаллизация основной массы вплоть до появления пород субвулканического облика (кварцевых монцонит-порфиритов), которые здесь слагают либо центральные части лавового тела, либо субвулканическое тело, связанное с покровными фациями постепенными переходами. Еще восточнее зернистость вновь уменьшается и кварцевые монцонит-порфириты постепенно сменяются трахиандезитами.

В восточной половине постройки в породах комплекса появляются признаки директивных структур. Интенсивность их к востоку, по мере приближения к Савкинскому глубинному разлому (см. гл. 7), волнообразно нарастает до появления гнейсовидных разностей. Эти изменения сопровождаются ростом зернистости основной массы, пропорционально первичным ее размерам. Темноцветные минералы обособляются в линзы и скопления.

Севернее Окунайского лавового бассейна, выше по разрезу и, возможно, на его продолжении располагается сложно построенная пачка туфов, лавобрекчий, гиалокластитов, эффузивов, слагающих **многовыходной щитовой палеовулкан Пихтовый** (рис. 4.11, 4.12). Его площадь в современном эрозионном срезе составляет 5 × 8 км. Состав вулканогенных образований колеблется от трахидацитового до трахиандезитового, редко присутствуют трахибазальты.

Вулканические центры располагаются без видимой закономерности на удалении 0,5-3,0 км друг от друга. Выполнены они глыбовыми вулканическими брекчиями или экструзивными телами невадитов трахиандезидацитового состава. Форма жерловин, выполненных вулканическими брекчиями, округлая или линзовидная, размер их составляет 200-400 м в поперечнике. Глыбы брекчий имеют размеры до 2-4 м и представлены породами куленянского комплекса. Пространство между глыбами выполнено туфовым, иногда лавовым материалом. Контакты тел вулканических брекчий с

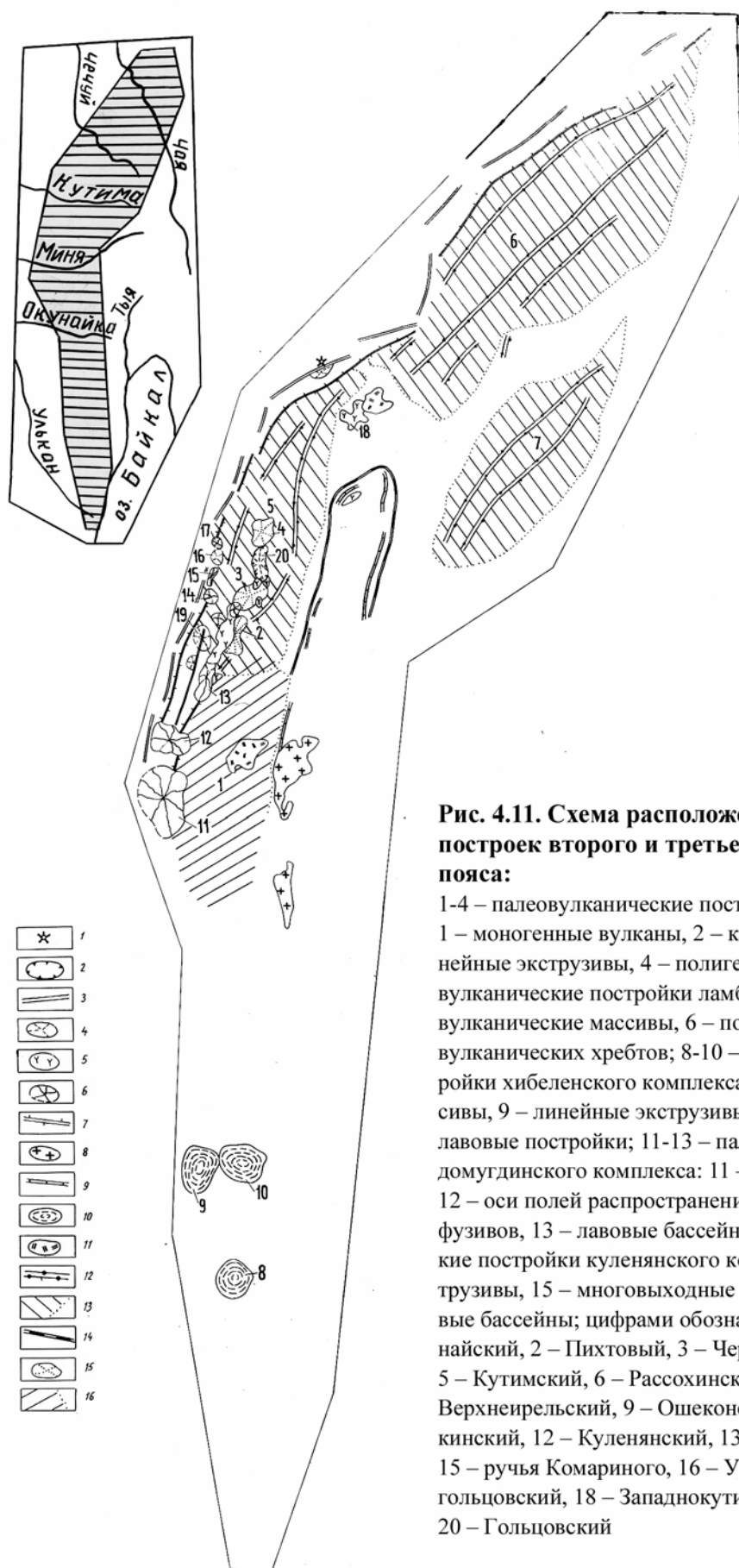


Рис. 4.11. Схема расположения палеовулканических построек второго и третьего циклов формирования пояса:

1-4 – палеовулканические постройки чайского комплекса: 1 – моногенные вулканы, 2 – кальдеры проседания, 3 – линейные экструзивы, 4 – полигенные вулканы; 5-7 – палеовулканические постройки ламборского комплекса: 5 – субвулканические массивы, 6 – полигенные вулканы, 7 – оси вулканических хребтов; 8-10 – палеовулканические постройки хибеленского комплекса: 8 – субвулканические массивы, 9 – линейные экструзивы, 10 – сложные экструзивно-лавовые постройки; 11-13 – палеовулканические постройки домугдинского комплекса: 11 – субвулканические массивы, 12 – оси полей распространения раскристаллизованных эффузивов, 13 – лавовые бассейны; 14-16 – палеовулканические постройки куленянского комплекса: 14 – линейные экструзивы, 15 – многовыходные щитовые вулканы, 16 – лавовые бассейны; цифрами обозначены палеовулканы: 1 – Окунайский, 2 – Пихтовый, 3 – Черепаниховский, 4 – Озерный, 5 – Кутимский, 6 – Рассохинский, 7 – Малоакитканский, 8 – Верхнеирельский, 9 – Ошечонский, 10 – Рельский, 11 – Савкинский, 12 – Куленянский, 13 – Минский, 14 – Верхний, 15 – ручья Комариного, 16 – Устьгольцовский, 17 – Правогольцовский, 18 – Западнокутимский, 19 – Ревуньский, 20 – Гольцовский

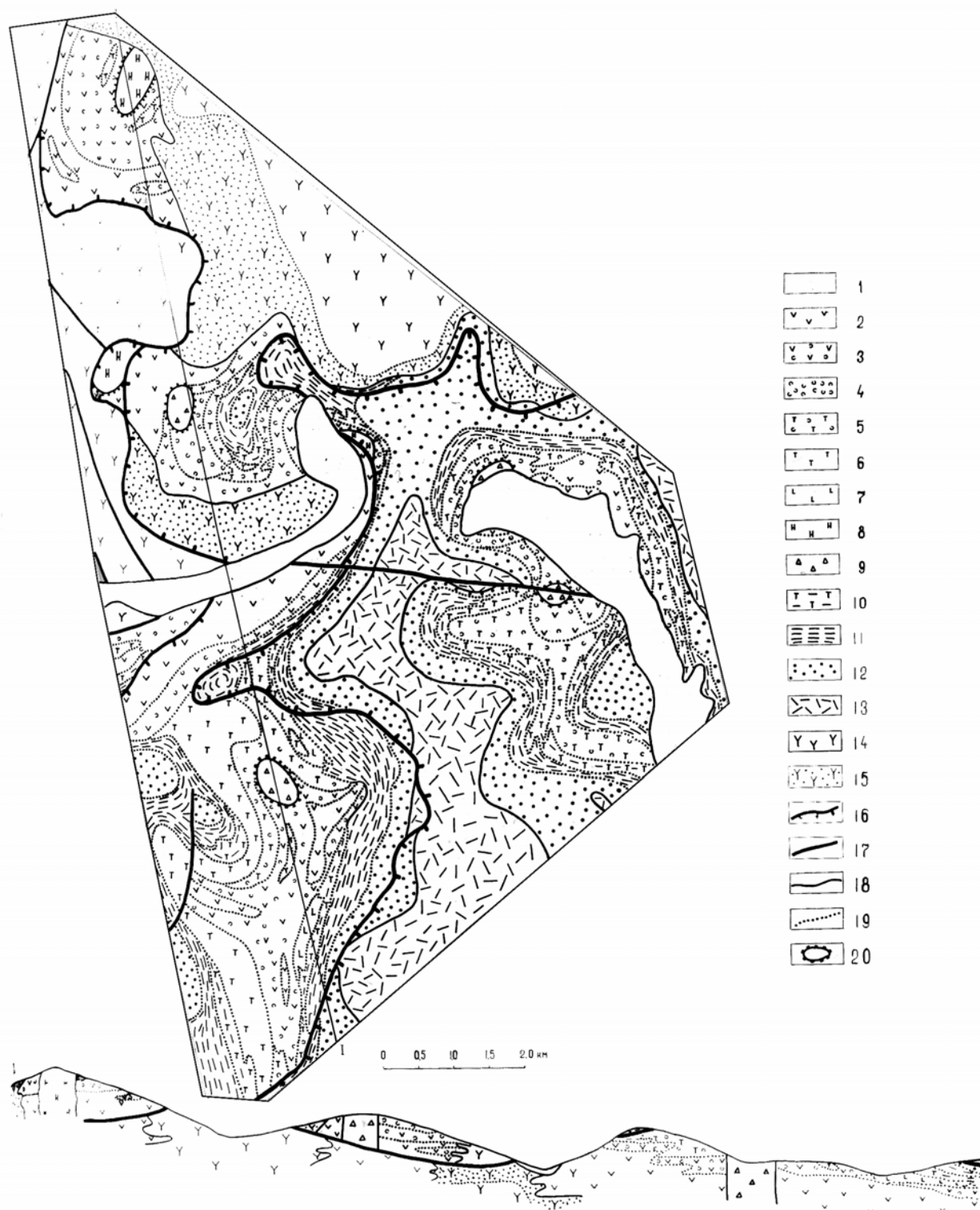


Рис. 4.12. Геологическое строение Пихтового палеовулкана куленянского комплекса:

1 — четвертичные отложения; 2-12 — куленянский вулканический комплекс преимущественно трахиандезитового состава: 2-6 — наземные фации (2 — лавы, 3 — лавы с линзами лавокластических фаций, 4 — лавокласты, 5 — лавокластовые фации с линзами туфов, 6 — туфы), 7 — субвулканические трахибазальты, 8-9 — жерловые фации (8 — невадитовые трахиандезиты, 9 — вулканические брекчии), 10 — туффиты с линзами туфов, 11 — туфогенно-терригенные тонкозернистые отложения, 12 — преимущественно кварцево-полевошпатовые песчаники; 13 — домугдинский вулканический комплекс, трахидациты; 14-15 — дельбичиндинский интрузивный комплекс: 14 — кварцевые монзониты, 15 — трахиандезиты; 16-17 — тектонические нарушения: 16 — надвиги, 17 — прочие разломы; 18-19 — границы геологические (18) и фациальные (19); 20 — подводящие каналы

вмещающими породами нерезкие. Экструзивные тела наблюдаются в основном в северо-западной части палеовулкана. Они имеют форму близкую к изометричной, размером 400-600 м в поперечнике. Фенокристаллы плагиоклаза таблитчатой формы, в невадитовых трахиандезитах составляют 50-60 %.

Вблизи вулканических центров преобладают эффузивы, кластолавы, глыбовые туфы, гиалокластиты. Форма тел разного фациального состава преимущественно линзовидная. Контакты разнофациальных образований пологие, углы падения не превышают 15-20°. Около жерловин, выполненных брекчиями, в туфах наблюдаются инъекционные магматические тела, в том числе и трахибазальтового состава. Они сложены породами эффузивного облика, имеют обычно амебообразную форму, подводящие каналы отсутствуют. Подобной формы тела возникают, по нашим представлениям, в приповерхностных условиях при внедрении магмы в рыхлые образования. При застывании магмы в результате контракции тонкие подводящие каналы полностью пережимаются и возникают безкорневые интрузивные тела.

Жерловые и околожерловые образования часто гидротермально изменены. Эти изменения имеют гнездовый характер, выражены в окварцевании, альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, сульфидизации и сопровождаются урановым оруденением.

По мере удаления от вулканических центров, исчезают эффузивы и кластолавы, а грубообломочные туфы сменяются псаммитовыми и пепловыми тонкослоистыми разностями с линзами вулканомиктовых алевролитов и сланцев. Затем туфы полностью замещаются вулканомиктовыми мелкообломочными отложениями с тонкой горизонтальной градационной слоистостью и правильной ритмичностью, что свойственно бассейновым отложениям. Сходное изменение фациального состава наблюдается и вверх по разрезу. Только здесь в вулканомиктовых тонкослоистых осадках присутствуют взрывные обломки трахиандезитов.

Вверху разреза вулканомиктовые отложения постепенно сменяются песчаниками кварцево-полевошпатового состава, иногда с косою слоистостью потокового типа, что может свидетельствовать о смене мелководной обстановки на наземную.

По положению залеганию покровных образований и фациальному составу палеовулкан Пихтовый можно отнести к щитовым исландского типа [Ритман, 1964]. Смена вулканогенных образований по простиранию и вверх по разрезу мелкозернистыми отложениями с тонкой градационной слоистостью и быстрое уменьшение размера обломков при удалении от подводящих каналов, наличие гиалокластитов свидетельствуют о мелководном характере извержений и быстром захоронении вулканитов под осадочными отложениями.

Сходные палеовулканические постройки имеют место к западу (по данным И.К. Глотова **Быстроканьонный** палеовулкан) и востоку (по данным А.С. Киренского **Дурганьский** палеовулкан) от Окунайского лавового бассейна.

Севернее Пихтового палеовулкана располагаются еще ряд сходных вулканических построек куленянского времени. В бассейне верхнего течения р. Черепанихи выделен **Черепаниховский**, а на водоразделе рек Домугды и Гольцовой **Озерный** многовыходные щитовые палеовулканы (см. рис. 4.11). В отличие от Пихтового палеовулкана, мелководные вулканомиктовые отложения их периферии выше по разрезу и по простиранию постепенно сменяются более грубозернистыми (вплоть до конгломератов) пролювиально-аллювиальными отложениями с обломками отсутствующих в пределах пояса метаморфических и гранитоидных пород. Песчаники здесь полевошпатово-кварцевые или кварцево-полевошпатовые. Содержание обломков кварца колеблется в пределах 30-70 %. Терригенные породы подверглись альбитизации, вплоть до образования альбититов. В последующем на них наложилось гидротермальное урановое оруденение.

Среди песчаников наблюдаются редкие маломощные покровы вулканитов трахибазальтового состава, слагающие моногенные палеовулкан, и подводящие каналы (дайки или штоки) к ним. Так на водоразделе рек Домугды и Гольцовой среди кварцево-полевошпатовых песчаников выходит покров трахибазальтов мощностью 1,5 м со шлаковой коркой (10-20 см) сверху и внизу (рис. 4.13). Видимая его протяженность 50 м. В шлаковых корках видны множество песчинок кварца и полевого шпата, что обусловлено излиянием магмы на рыхлый песок на фоне продолжавшегося осадконакопления. К центру покрова шлаковые корки переходят в афировый афанитовый трахибазальт. Этот покров служил экраном для уранового оруденения.

Покров прорван вертикальной дайкой основного состава мощностью около 5 м. Выше 20 м дайка переходит в покров видимой мощностью до 3 м, состоящий из отдельных округлых глыб афанитовых афировых базальтов размером до 1 м. Пространство между глыбами заполнено аркозовым песчаным материалом. По-видимому, верхний покров изливался в водной среде.

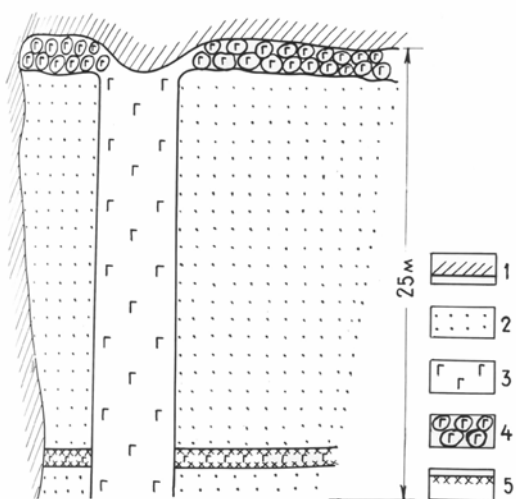


Рис. 4.13. Моногенный палеовулкан куленянского комплекса (разрез):

- 1 – граница обнажения; 2 – кварцево-полевошпатовые песчаники; 3 – массивные базальты; 4 – дезинтегрированный поток базальтов; 5 – шлаковые корки

Терригенные породы верхней части разреза куленянского комплекса прослеживаются вблизи осевой части пояса в виде непрерывной полосы до бассейна верхнего течения р. Зап. Кутимы. Видимая их мощность составляет 50-300 м. Наибольшие мощности осадочных отложений приурочены к центральным частям поля терригенных пород. По данным И.К. Глотова среди них преобладают светлые мелкозернистые кварцево-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые песчаники с прослоями темно-серых слюдисто-полевошпатово-кварцевых часто ожелезненных алевролитов, редко линзами туфов и туффитов. Песчаники состоят из кварца – 40-60 %, и полевых шпатов – 20-50 %. Суммарно до 10 % составляют биотит, мусковит, хлорит, эпидот. К западу в разрезе появляются гравелиты и конгломераты.

По мере движения на восток в терригенных породах появляются и нарастают метаморфогенно-метасоматические изменения вплоть до превращения их в парагнейсы. Они подверглись перекристаллизации с увеличением зернистости, окраска становится от розовой до кирпично-красной, псаммитовая структура сменяется на бластопсаммитовую, а затем на лепидогранобластовую.

Отмечается микроклинизация плагиоклаза.

От бассейна р. Окунайки до бассейна р. Нижней Ирели наблюдаются лишь фрагменты полей пород куленянского комплекса, представляющие собой провесы кровли в интрузивных массивах. В одних случаях они представлены трахиандезитами, сходными с образованиями лавовых бассейнов, в других – туфогенно-терригенными породами, по-видимому, представляющие собой части палеовулканов типа Пихтового.

В восточной полосе сходные образования слагают поле (лавовый бассейн) переменной ширины от 6 до 15 км. Прослеживается оно на 65 км от бассейна р. Мал. Мини на севере до бассейна р. Окунайки и имеет строение, сходное с Окунайским палеовулканом. В отличие от него, здесь преобладают трахиандезиты покровной фации, а породы субвулканического облика отсутствуют. Интенсивность наложенных процессов, в общем, более значительная. Все породы комплекса подверглись воздействию метаморфогенно-метасоматических процессов, сходных с таковым в восточной части Окунайской постройки. Интенсивность их нарастает в восточном направлении.

На западе покровные трахиандезиты восточной полосы либо налегают на породы малокосинской свиты, либо прорваны интрузивами. Восточная граница их проблематична. А. С. Киренским установлено, что поле этих пород (среднехибеленской подсвиты) ограничено Кунерминским надвигом, который, по нашим представлениям, является кайнозойским малоамплитудным. К востоку от него им выделена маломинская толща, залегающая, как и директивные структуры в породах куленянского комплекса, с моноклинальным падением к востоку, юго-востоку. Нижняя пачка толщи сложена трахиандезитами. В отличие от куленянских трахиандезитов, они переслаиваются с терригенными отложениями, количество и мощность прослоев которых вверх по разрезу постепенно возрастает, появляются тела магматических пород основного состава. Вверху преобладают осадочные образования с подчиненным объемом магматических пород как трахиандезитового, так и более основного состава. Иногда устанавливаются признаки интрузивной их природы. Вверху появляются реликты галек кварца, кварцево-полевошпатового состава и гранитов.

Следует отметить, что породы маломинской толщи располагаются в зоне Даванского глубинного разлома, подверглись метаморфизму амфиболитовой фации и кремнисто-калиевому метасоматозу вплоть до образования кварцево-полевошпатовых метасоматитов и палингенных лейкогранитов, что затрудняет определение их первичной природы, особенно в восточной, прилегающей к Левоминскому разлому части, где они превращены в гнейсы, гранито-гнейсы и амфиболиты. Верхняя пачка толщи, отделенная от ее основного поля разломом, по своему составу, по-видимому, не имеет отношения к этой толще и более сходна с образованиями первого цикла формирования пояса.

А.С. Киренский приводит два варианта возрастного положения маломинской толщи: либо она принадлежит куленянскому комплексу (хибеленской свите), либо эта толща более древних пород. По нашему мнению, более вероятна первая точка зрения. Приведенный разрез маломинской толщи схо-

ден с разрезом куленянского комплекса, обрамляющего с севера Окунайское лавовое поле (см. ниже). По имеющимся признакам можно предположить, что здесь вскрывается верхняя и краевая части палеовулканической постройки, сходной с лавовыми бассейнами. Постепенная смена вулканогенных отложений осадочными отражает постепенное затухание вулканической активности и быстрое захоронение их терригенным материалом, привносимым с востока, где подвергались разрушению образования гранитоидного ряда.

Вдоль окраины Большеминского горста почти непрерывно прослеживается экструживно-лавовое тело трахиандезитов куленянского времени и, по-видимому, контролируется ограничивающими его разломами (см. рис. 4.3, 4.11). Ширина его достигает максимально 5 км. На западе трахиандезидациты подверглись перекристаллизации с увеличением зернистости, образованием биотита и актинолита и обособлением их в линзовидные скопления, ростом содержаний кварца и калишпата. Перекрыты они пачкой тонкозернистых вулканомиктовых осадочных отложений или прорваны субвулканическими телами домугдинского комплекса. Эти отложения внизу пачки переслаиваются с туфами. Вверх по разрезу они постепенно сменяются преимущественно аркозовыми песчаниками. На севере и востоке метаморфизм трахиандезитов более интенсивный с образованием гнейсоподобных пород и переходом их на удалении от границ Большеминской структуры в гранито-гнейсы и затем гнейсо-граниты даванского комплекса.

Петрография. Средний нормативный состав трахиандезитов лавовых бассейнов (табл. 4.4) показывает, что в их составе преобладает плагиоклаз, но значительную роль играет и калиевый полевой шпат. Темноцветные минералы представлены пироксеном. Относительно высокое содержание нормативного магнетита. При приближении к зонам Савкинского и Даванского глубинных разломов в породах комплекса в среднем нормативном составе возрастает количество кварца и калишпата, уменьшается – плагиоклаза и темноцветных минералов.

Во всех разновидностях присутствуют вкрапленники кислого плагиоклаза и калишпата, редко пироксена. Основная масса имеет кварцево-полевошпатовый состав. Плагиоклаз во вкрапленниках иногда зональный. В основной массе он несколько кислее, чем во вкрапленниках. В среднем плагиоклаз содержит 31 % анортитового минала. Кварц и калишпат приурочены преимущественно к основной массе. Пироксен встречается в виде мелких зерен и их скоплений, в значительной степени замещен хлоритом и гидрослюдами. По нормативному составу ($\text{Vol}_{20} \text{Эн}_{31} \text{Фс}_{49}$) и коэффициенту железистости, равному 61, он близок к субкальциевому авгиту. Совместно со вторичными минералами он составляет 15-20 % породы. Магнетит рассеян в основной массе или вместе с темноцветными минералами образует скопления. Его формула ($\text{Mt}_{36-38} \text{Ге}_{27-32} \text{Ил}_{30-37}$) свидетельствует о высокой окисленности и титанистости. Акцессорные минералы, кроме магнетита, представлены весовыми содержаниями апатита, пирита, гематита, в знаках встречаются ильменит, лимонит, арсенопирит, циркон, барит, флюорит. Суммарно они составляют до 1,5 %.

Ближе к зонам глубинных разломов низкотемпературные минералы замещаются вначале биотитом, затем появляется субщелочная роговая обманка. Растет содержания кварца и калишпата. Плагиоклаз становится более щелочным (№ 26). Пироксен сменяется роговой обманкой с коэффициентом железистости около 60.

4.3.2.2. ДЕЛЬБИЧИНДИНСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Породы комплекса имеют в основном состав кварцевых монзонитов. Они слагают в центральной части пояса две цепочки интрузивных тел среди образований куленянского комплекса, а также провесы кровли и ксенолиты в массивах яральского комплекса (см. рис. 3.3, 3.4). При геологосъемочных работах их относили либо к первой фазе ирельского комплекса [Лобанов, 1964], либо к субвулканическим разностям хибеленской свиты.

Дельбичиндинский комплекс прорывает малокозинскую свиту и низы разреза куленянского комплекса. Пространственная и возрастная близость, а также петрогеохимическое сходство указывают на то, что они с куленянским комплексом образуют единую вулканно-плутоническую ассоциацию. На дельбичиндинском комплексе с размывом залегают осадочно-вулканогенные образования хибеленского комплекса (см. ниже рис. 4.20). Контакты дельбичиндинского комплекса с домугдинским вулканическим комплексом не наблюдались. По взаимоотношениям этого комплекса с куленянским – комагматом дельбичиндинского комплекса, можно предполагать, что домугдинский комплекс моложе дельбичиндинского.

В междуречье Мини и Ярала породы комплекса слагают большие (100-400 км²) линзовидной формы массивы, вытянутые в северо-восточном направлении (Маломинский, Дельбичиндинский,

Межаральский и др.). К северу и югу размеры массивов уменьшаются вплоть до даек и пластовых тел мощностью в первые метры. Контакты крупных тел чаще всего пологоволнистые с падением под вмещающие образования.

Эндоконтактовые зоны, обычно расположенные на вершинах, сложены эффузивоподобными породами, сходными с трахиандезитами куленянского комплекса. Иногда на контактах с терригенными отложениями в них наблюдаются включения отдельных песчинок кварца и полевого шпата, что свидетельствует о внедрении в слабо литифицированные образования. Мощность зоны закалки достигает 25 см. Из-за близости облика и состава пород дельбичиндинского и куленянского комплексов при недостаточной обнаженности их взаимоотношения часто принимались за постепенные переходы.

Экзоконтактовые процессы выражены оторочкой перекристаллизованных пород вулканогенного генезиса с возрастанием зернистости и осветлением, осадочные образования ороговикованы. Мощности измененных на контактах вмещающих пород не превышают 10 см.

К центральным частям массивов, вскрытых в глубоких врезх речной сети и в восточной их части, постепенно нарастает раскристаллизация основной массы, сопровождаемая осветлением пород. Породы приобретают гипабиссальный облик порфировидного строения. Основная масса становится мелкозернистой с гипидиоморфнозернистой, участками гранофировой структурой, массивной или пятнистой текстурой. На востоке бассейна р. Кунермы, где вскрыты наиболее глубокие уровни Дельбичиндинской интрузии, раскристаллизация основной массы достигает среднезернистой.

Часто отмечаются ксенолиты вмещающих пород, размеры которых достигают десятков метров. Ближе к периферии интрузивных тел форма их угловатая, границы резкие. Среди пород гипабиссального облика они обычно расположены кучно и имеют расплывчатые границы. Отмечены и глубинные ксенолиты плагиоклаз-пироксенового состава [Флерова и др., 1969].

В районе водораздела рек Домугды и Черепанихи в вулканогенно-осадочных отложениях куленянского комплекса породы дельбичиндинского комплекса слагают многоэтажные силлы. В верхних частях силлоподобных тел отмечаются своеобразные кластические дайки, заполненные аркозовым песчаным материалом (рис. 4.14). Мощность их колеблется от первых сантиметров до 1-2 м, форма весьма разнообразная, часто апофизная, ветвящаяся. В зоне метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации материал этих образований подвергался перекристаллизации, в результате чего визуально он становится похожим на аплиты или мелкозернистые лейкограниты. В таких случаях они при картировании часто принимались за магматические жильные образования и лишь под микроскопом в них устанавливаются реликты псаммитовых структур. О кластическом характере тел свидетельствует и отсутствие контактовых изменений. Можно предполагать, что подобные тела образовались при внедрении магмы в слаболитифицированные насыщенные водой песчаники. При застывании магмы в верхних частях силлоподобных тел происходило образование контракционных трещин, которые под давлением вышележащих масс заполнялись песчаным материалом.

Петрография. Наименее измененные породы комплекса выходят на западе пояса. Средний нормативный их состав (см. табл. 4.4) близок к составу пород куленянского комплекса. Различаются они по характеру нормативных темноцветных минералов. В отличие от куленянского комплекса, в породах дельбичиндинского комплекса они представлены амфиболом и биотитом, что свидетельствует о повышении роли воды в магме.

Фенокристаллы в породах дельбичиндинского комплекса, представленные зональным плагиоклазом, иногда сохраняют первичную таблитчатую форму, но чаще она округлая. В центре кристаллов плагиоклаз имеет № 36-40, по периферии, как и в основной массе, его номер 30-32. Основная масса состоит из кварца (15-20%), кислого плагиоклаза (20-25%), микроклина (20-40%) и темноцветных минералов, образующих скопления. Первичные темноцветные минералы сохранились в редких случаях и пред-

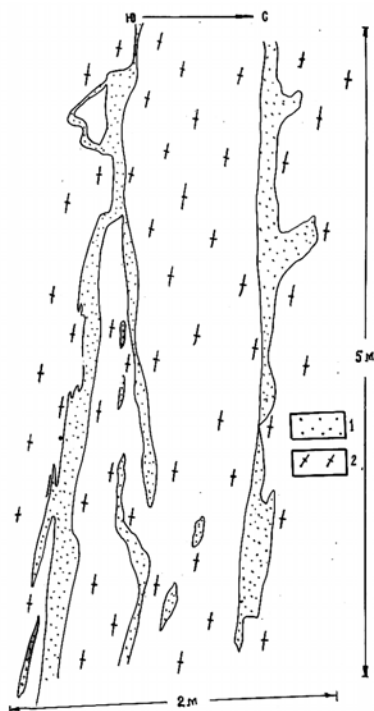


Рис. 4.14. Кластические дайки в кварцевых монцонитах дельбичиндинского комплекса (разрез):

1 – песчаники куленянского комплекса; 2 – кварцевые монцониты дельбичиндинского комплекса

ставлены роговой обманкой, редко пироксеном, зерна которого обычно наблюдаются в виде включений в амфибол. Среди вторичных темноцветных минералов преобладает биотит (до 10-15%), в меньших объемах присутствуют актинолит, хлорит, эпидот и серицит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномагнетитом, реже встречается циркон, ортит, ксенотим, монацит.

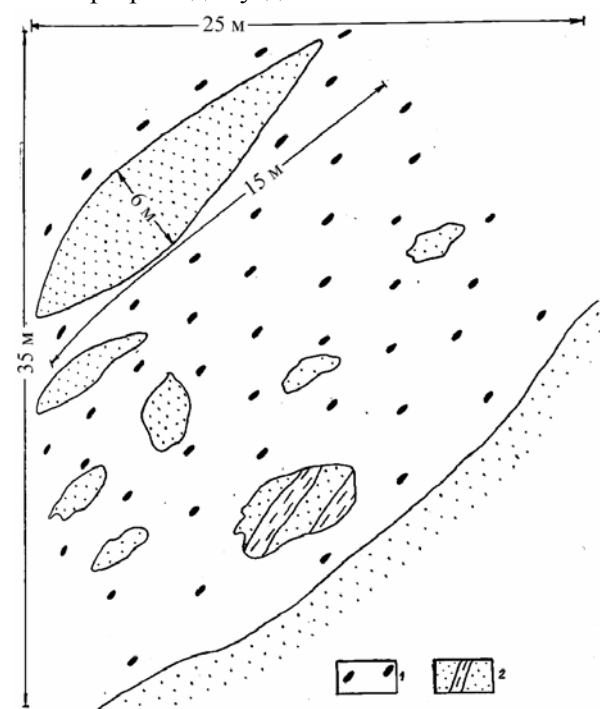
С приближением к зоне Даванского глубинного разлома в породах комплекса нарастают метаморфические изменения. В начале наблюдается катаклаз, милонитизация и рассланцевание, а затем гнейсация, сопровождаемые перекристаллизацией пород с образованием бластомилонитовых, а затем гранобластовых структур, линзовидно-полосчатых или очковых текстур. В этом направлении плагиоклаз замещается микроклином, а низкотемпературные темноцветные минералы замещаются биотитом и роговой обманкой, растет содержание кварца. Процессы изменения сопровождаются появлением линз, прожилков и малых тел метасоматитов кварцево-полевошпатового состава, а затем тел палингенно-метасоматических гнейсо-гранитов и гранитов.

Породы дельбичиндинского комплекса, по-видимому, были широко распространены в пределах зоны Даванского глубинного разлома. Участками они хорошо сохранились. Эти участки имеют, как правило, линзовидную форму, вытянутую согласно простиранию зоны Даванского разлома, и представляют собой тела типа макробудин. По периферии в них постепенно нарастают метаморфогенно-метасоматические процессы, массивные породы сменяются более лейкократовыми гнейсоподобными разностями с гранобластовыми структурами, а затем - палингенно-метасоматическими гнейсо-гранитами и гранитами.

4.3.3. ТРЕТЬЯ СТАДИЯ (ДОМУГДИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Домугдинский вулканический комплекс представлен магматическими образованиями трахидацитового состава, в резко подчиненном объеме туфогенно-терригенными отложениями. Они слагают северную часть пояса, а в его центре располагаются преимущественно западнее выходов куленянского комплекса (см. рис. 3.3, 3.4). При геологосъемочных работах породы комплекса относились преимущественно к среднехибеленской подсвете. А.А. Бухаров [1973] считает их верхней частью разреза домугдинской свиты. Нами из состава среднехибеленской подсветы (домугдинского комплекса) выделены субвулканические массивы.

Контакты домугдинского комплекса с куленянским наблюдались нами во многих местах пояса. На водоразделе рек Домугды и Черепанихи верхняя часть разреза куленянского комплекса сложена вулканогенно-терригенными относительно тонкозернистыми отложениями, участками подвергшимися процессам альбитизации. На них с перерывом залегают конгломераты и конглобрекции основания разреза домугдинского комплекса. В обломках присутствуют как гранитоиды, кварц, пегматиты, кварциты и гнейсы, так и подстилающие породы куленянского комплекса, в том числе и альбитизированные. В вершине р. Черепанихи на породах куленянского комплекса залегают гигантские брекчии этих же пород (рис. 4.15), представляющие собой продукты обрушения при образовании вулканно-тектонической структуры домугдинского времени. Между осадочными отложениями куленянского и домугдинского комплексов во многих местах наблюдается угловое несогласие. Субвулканические тела домугдинского комплекса прорывают куленянский комплекс.



Верхняя возрастная граница домугдинского комплекса определяется прорыванием его яральским комплексом, развитием в его породах мета-

Рис. 4.15. Конглобрекции в основании разреза наземных образований домугдинского вулканического комплекса (план):

1 – дресвяный и туфогравелитовый цемент конглобрекчий домугдинского комплекса; 2 – песчаники и алевролиты куленянского комплекса

морфогенно-метасоматических процессов с образованием палингенно-метасоматических гранитоидов и залеганием на его породах с несогласием туфогенно-терригенных отложений ламборского комплекса третьего цикла. Взаимоотношения с хибеленским комплексом не установлены, так как их выходы пространственно разобщены.

В составе комплекса преобладают эффузивные и субвулканические фации довольно однообразного трахидацитового состава. Лишь в основании разреза наземных образований появляются в больших объемах туфы, туфогенно-терригенные и терригенные отложения.

В домугдинское время формировались в основном лавовые бассейны. Этот тип вулканических построек выделен впервые нами [Булдыгеров, 1974]. Примером может служить наиболее изученный **Кутимский лавовый бассейн** (рис. 4.16) [Булдыгеров, 1979]. Он занимает междуречье Верхней Рассохи и Мини и имеет линзовидную в плане форму размером 15×40 км. Благодаря хорошей сохранности первичного его строения, современной глубокой и хорошей обнаженности удалось детально изучить внутреннее строение Кутимского лавового бассейна, от самых поверхностных уровней до глубоких корневых частей.

В основании постройки на туфогенно-терригенных породах куленянского комплекса залегает пачка конглобрекчий, ксенотуфов, туфоконгломератов, туфопесчаников с линзами туфов, лавобрекчий и лав трахидацитового состава. Она прослеживается в центральной части вулканической постройки полосой субмеридионального простираия. Мощность пачки в средней части достигает 100 м и сокращается к периферии.

В составе пачки преобладают конглобрекчии (см. рис. 4.15). Они состоят из глыб пород куленянского комплекса линзовидной и неправильной формы, пространство между которыми заполнено более мелкими обломками этих же пород с примесью аллювиального и туфогенного материала. Максимально наблюдаемый размер глыб достигает 5×15 м. Крупнообломочный аллювиальный материал представлен гальками кварца, гранитов, пегматитов, кварцитов и гнейсов.

Ксенотуфы залегают в виде линз размером $0,5 \times 5,0$ км мощностью до первых десятков метров. Состоят они из остроугольных обломков и блоков пород куленянского комплекса, сцементированных вулканическим пеплом. Отдельные блоки иногда лишь частично оторваны от монолитных нижележащих образований, что свидетельствует об образовании их в результате взрывов. В туфогенно-терригенных отложениях, наряду с туфогенными обломками трахидацитов, присутствуют гальки и валуны гнейсов, гранитов, кварцитов и песчаный материал кварцево-полевошпатового состава. Вверх по разрезу уменьшается зернистость терригенных отложений. В верхах пачки они представлены в основном мелко-среднезернистыми песчаниками и туфопесчаниками.

Вулканиды в составе пачки слагают моногенные конусы размером 20×100 м, которые располагаются цепочками субмеридионального простираия. Одни конусы сложены туфами, другие – эффузивами.

Выше вулканогенно-терригенной пачки залегает мощный покров эффузивов трахидацитового состава, определяющий в основном размеры Кутимской вулканической постройки. В пределах покрова снизу и сверху к центральным частям постепенно нарастает раскристаллизация основной массы вплоть до появления пород гипабиссального облика (рис. 4.17) без существенных изменений петрохимического состава (табл. 4.6). Какие-либо резкие границы внутри этого мощного покрова отсутствуют. В зависимости от текстурно-структурных особенностей и минерального состава, обусловленных, главным образом, степенью раскристаллизации основной массы с достаточной долей условности выделяются субфации (снизу): подошвенная, приподошвенная, нижняя переходная, центральная, верхняя переходная, приповерхностная и поверхностная.

Общим для всех пород субфаций является порфировидное строение. Фенокристаллы повсеместно представлены таблитчатыми кристаллами полевых шпатов размером $0,5-0,8$ см. Составляют они обычно 10-15 % породы. Акцессорные минералы во всех разновидностях представлены титаномагнетитом, магнетитом, гематитом, пиритом, апатитом, сфеном, цирконом в весовых количествах, ортитом, флюоритом, ильменитом, лейкоксеном, рутилом, халькопиритом, галенитом в знаковых.

Нижний контакт покрова резкий с апофизами (затеками магмы) (рис. 4.18). Иногда непосредственно на контакте с нижележащими отложениями отмечаются «запесоченные» участки, насыщенные дресвой – мелкими (до 1 см) обломками неизмененных подстилающих терригенных образований вплоть до отдельных песчинок кварца и полевых шпатов. На других участках изменения в подстилающих породах выражены в появлении оторочки мощностью в первые сантиметры более темных пород, обусловленных начальными процессами ороговикования.

Подошвенная субфация у контакта сложена темными массивными афанитовыми трахидацитами. В редких случаях видны вихревые структуры – признаки турбулентного движения магмы. Фе-

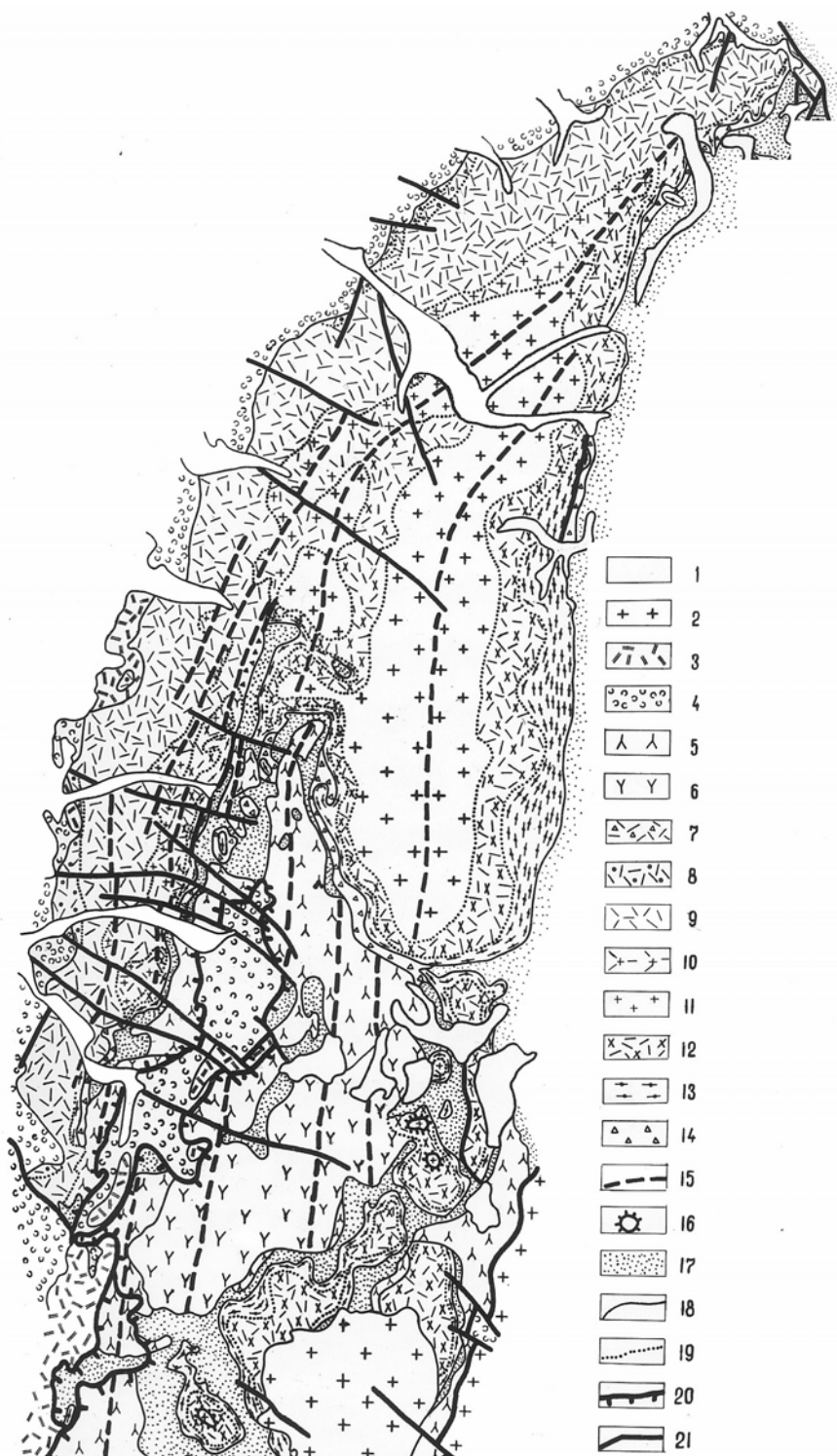


Рис. 4.16. Геологическое строение Кутимского лавового бассейна:

1 – четвертичные отложения; 2 – палингенно-метасоматические гранитоиды; 3-4 – породы третьего цикла формирования пояса с преобладанием вулканогенных (3) или терригенно-вулканогенных (4) образований; 5-16 – домугдинский вулканический комплекс: 5-6 – субвулканические монцонит-порфиры второй (5) и граносиенит-порфиры первой (6) фаз, 7-13 – субфации наземной фации (7-8 – поверхностная – брекчиевые лавы (7) и миндалекаменные афанитовые трахидациты (8), 9 – приповерхностная – массивные афанитовые трахидациты, 10 – верхняя переходная – раскристаллизованные трахидациты, 11 – центральная – граносиенит-порфиры, 12 – нижняя переходная – раскристаллизованные трахидациты, 13 – приподошвенная и подошвенная – афанитовые массивные и флюидальные трахидациты), 14 – вулканогенно-терригенные отложения, 15-16 – подводящие каналы линейные (15) и центрального типа (16); 17 – куленянский вулканический комплекс, вулканогенно-терригенные отложения; 18-19 – границы геологические (18) и фациальные (19); 20 – взбросо-надвиги; 21 – прочие разломы

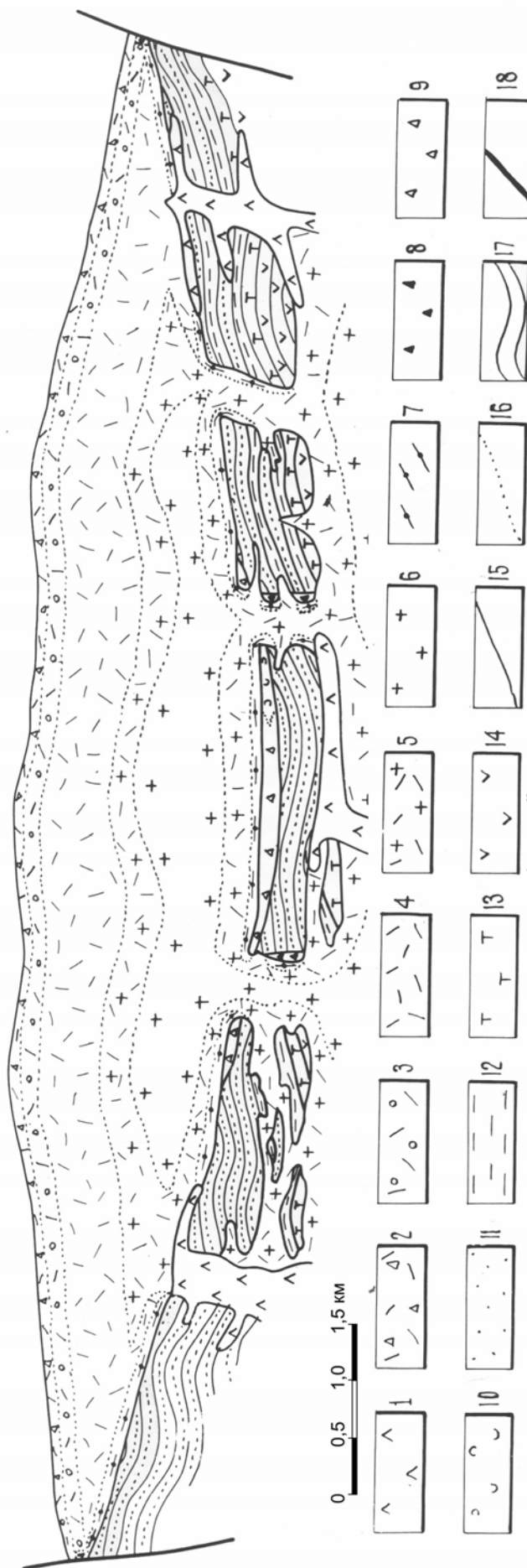


Рис. 4.17. Реконструкция разреза Кутимского лавового бассейна домутгинского комплекса:

1-10 – домутгинский вулканический комплекс: 1 – субвулканические трахиандезиты и кварцевые монцитит-порфиры второй фазы, 2-3 – лавобрекчии (2) и миндалека-
менные трахидазиты (3) поверхностной субфации, 4 – слабораскристаллизованные трахидазиты приповерхностной и приподошенной субфации, 5 – хорошо раскри-
сталлизованные трахидазиты верхней и нижней переходных субфаций покрова и краевых фаций субвулканических тел первой фазы, 6 – граносиенит-порфиры цент-
ральной субфации покрова и главной фации субвулканических тел первой фазы, 7 – флюидальные и массивные афанитовые трахидазиты подошенной субфации,
8 – эруптивные брекчии, 9 – вулканогенно-терригенные отложения, 10 – туфы трахидазитов; 11-14 – куленянский вулканический комплекс: 11 – песчаники, 12 – але-
ролиты и сланцы, 13 – туфы трахиандезитов, 14 – лавы трахиандезитов; 15-16 – границы геологические (15), фаций и субфаций (16); 17 – слоистость; 18 – разломы

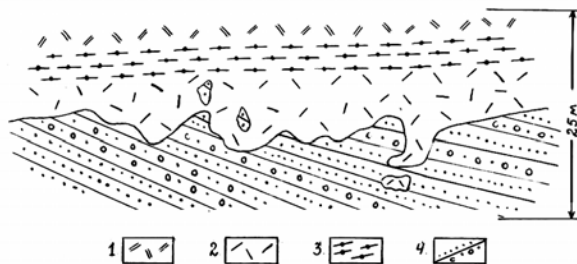


Рис. 4.18. Строение нижней части Кутимского лавового бассейна домугдинского комплекса:
1-3 – трахидациты лавового бассейна: 1 – темно-серые слабокристаллизованные массивные, 2 – черные афанитовые массивные, иногда «запесоченные», 3 – черные афанитовые флюидальные; 4 – песчаники и гравелиты

нокристаллы представлены кислым плагиоклазом, реже нерешетчатым микроклином. Основная масса состоит из криптозернистого кварцево-полевошпатового агрегата, на фоне которого видны разнонаправленные тонкие лейсты полевых шпатов длиной до 0,01 мм. Отмечаются равномерно рассеянные или в виде скоплений вторичные минералы: хлорит, гидрослюда, серицит, эпидот. На расстоянии 1-10 м от контакта появляются признаки флюидальной текстуры, в которых лейсты полевых шпатов располагаются направленно. Мощность флюидальных пород составляет 4-18 м. Вверху они постепенно сменяются массивными разностями.

С исчезновением флюидальной текстуры подошвенная субфация сменяется приподошвенной, сложенной темно-серыми трахидацитами со слабо заметной зернистостью основной массы. В фенокристаллах преобладает кислый плагиоклаз, реже отмечается шахматный альбит и нерешетчатый микроклин. Вверх по разрезу зернистость основной массы возрастает от 0,01 до 0,1 мм. Темно-серая окраска постепенно сменяется серой. Структура основной массы становится микропойкилитовой, состоящей из зерен кварца неправильной формы, переполненных беспорядочно ориентированными лейстами полевых шпатов. Набор вторичных минералов сохраняется тот же, что и в подошвенной субфации. Мощность пород субфации определяется в 50-100 м, а при приближении к подводящим каналам сокращается до первых метров.

Вверху приподошвенная субфация постепенно переходит в нижнюю переходную, представленную породами с четко видимой зернистостью основной массы. Преобладающий размер минеральных зерен возрастает снизу вверх от 0,1 до 0,5 мм. Окраска при этом меняется от серой до светло-серой, а микропойкилитовая структура переходит в микрогранофировую. В фенокристаллах и в основной массе постепенно появляется решетчатый микроклин, который с краев зерен замещает нерешетчатую разновидность и плагиоклаз. Хлорит и гидрослюда вверх по разрезу постепенно замещаются биотитом и актинолитовой роговой обманкой. Мощность пород субфации определяется в 150-200 м, сокращаясь к краевым частям постройки до полного исчезновения.

Переход в центральную фацию осуществляется также постепенно. Породы приобретают облик граносиенит-порфиров светло-серой окраски с размером зернистости более 0,5 мм. В фенокристаллах преобладает решетчатый микроклин с гранофировыми вростками кварца и реликтами кислого плагиоклаза в центральных частях. Структура основной массы гранофировая. Состоит она из решетчатого микроклина, проросшего кварцем, и кислого плагиоклаза, замещаемого решетчатым микроклином. Темноцветные минералы представлены скоплениями биотита и субщелочной роговой обманки. Максимальные мощности центральной субфации в центральных частях постройки достигают 100 м, а к краям сокращаются до полного выклинивания.

Центральная субфация вверху сменяется верхней переходной, породы которой неотличимы от нижней переходной субфации. Но переход происходит на значительно большем интервале. В местах выклинивания центральной субфации нижняя и верхняя переходные субфации «сливаются» в единое поле. Мощность верхней переходной субфации достигает 300-400 м.

Верхняя переходная субфация вверху также постепенно сменяется приповерхностной, породы которой неотличимы от приподошвенной. При отсутствии разделяющих их субфаций в краевых частях покрова они образуют единое поле. В отличие от приподошвенной субфации в верхах приповерхностной часто появляются пестроокрашенные разности. Мощность пород приповерхностной фации достигает 500-700 м.

За границу приповерхностной и поверхностной субфаций принимается появление миндалекаменных разновидностей. Вначале наблюдаются редкие мелкие (до 1 мм) миндалины. Затем количество их возрастает до 20-30 % породы, а размеры – до 1-5 см в поперечнике, уменьшается зернистость основной массы, происходит смена микропойкилитовой структуры на криптозернистую. Окраска пород при этом сохраняется пестроцветной. Минеральный состав пород поверхностной субфации практически аналогичен таковому пород подошвенной субфации. В редких случаях в фенокристаллах появляется пироксен, почти нацело замещенный хлоритом. В южной части постройки миндалекаменные

породы частично размыты. На севере мощность миндалекаменных разновидностей достигает 100 м. Вверху они сменяются глыбовыми лавами, по-видимому, слагавшими верхние части покрова. Глыбовые лавы состоят из остроугольных глыб миндалекаменных афанитовых эффузивов размером до 1-1,5 м, сцементированных лавовым материалом того же состава. Видимая мощность глыбовых лав достигает 10-20 м.

Общая видимая мощность наземных образований Кутимской вулканической постройки колеблется в пределах от 600 м в краевых частях до 2000 м в ее центре.

Покров имеет серию подводящих каналов линейного и центрального типов. Линейные подводящие каналы приурочены к центральным частям постройки и располагаются кулисообразно. Ширина их достигает 1 км, а длина – 10-15 км. Осевые части подводящих каналов слагают породы, аналогичные образованиям центральной и переходных субфаций покрова (см. рис. 4.17). К контактам они постепенно сменяются породами, сходными с образованиями приподошвенной субфации покрова и также имеют с ними постепенные переходы. У контактов наблюдаются оторочки эруптивных брекчий мощностью от 2 до 20 м, состоящих из остроугольных глыб вмещающих пород, сцементированных слабофлюидалными черными криптозернистыми трахидацитами (рис. 4.19). Границы подводящих каналов резкие крутые, неровные, с апофизами.

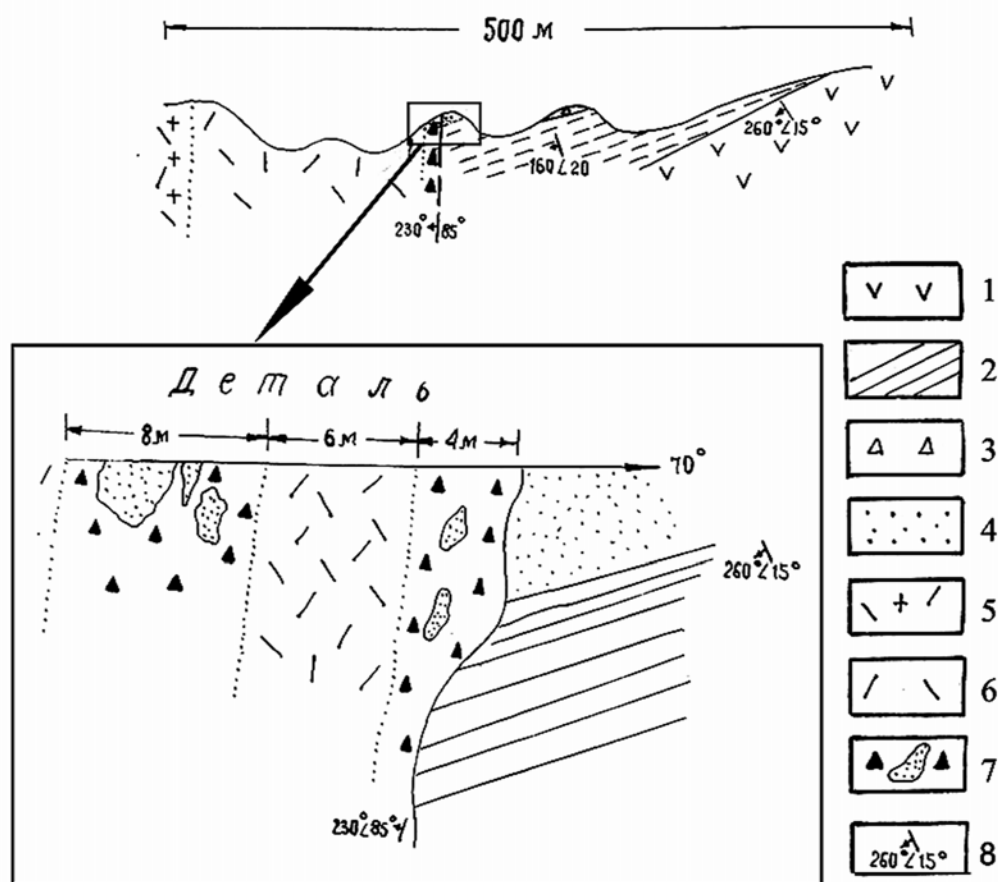


Рис. 4.19. Строение подводящего канала Кутимского лавового бассейна домугдинского комплекса:

1-4 – куленянский вулканический комплекс: 1 – трахиандезиты, 2 – пепловые туфы, 3 – агломератовые туфы, 4 – туфопесчаники; 5-7 – домугдинский вулканический комплекс: 5 – раскристаллизованные трахидациты, 6 – афанитовые трахидациты, 7 – эруптивная брекчия; 8 – элементы залегания слоистости

С лавовым бассейном связаны субвулканические тела, которые внедрялись в два этапа (фазы). Наземные породы через подводящие каналы переходят в субвулканические массивы первого этапа, по площади выходов сопоставимые с покровными образованиями (см. рис. 4.5, 4.6). Породы этих тел в большинстве неотличимы от покровных образований как по внешнему облику, так по нормативному (табл. 4.5) и петрохимическому (табл. 4.6) составам.

Таблица 4.5

Средние нормативные составы пород Кутимского лавового бассейна, %

Породы субфаций и фаций	Пл	Кпш	Кв	Рог	Би	Му	Мт
Приповерхностной субфации	40	31	21	3	2	-	3
Центральной субфации	40	32	20	4	-	-	3
Субвулканической фации, 1-й фазы	40	30	21	4	2	-	2

Таблица 4.6

Петрохимический состав пород Кутимского лавового бассейна, мас. %

Фация										
	Эффузивная, субфации							Жерловая	Субвулканическая	
	1	2	3	4	5	6	7		1 фаза	2 фаза
n	5	31	10	11	8	8	5	11	8	11
SiO ₂	66,25	66,54	66,58	66,90	66,73	66,56	66,16	66,82	66,20	63,59
TiO ₂	0,62	0,68	0,70	0,64	0,64	0,73	0,67	0,65	0,87	1,01
Al ₂ O ₃	15,02	14,74	14,83	14,58	14,93	14,54	14,76	14,57	14,25	14,93
Fe ₂ O ₃	2,53	3,01	2,99	2,33	2,51	2,10	2,82	2,10	1,91	2,90
FeO	2,26	2,13	2,25	2,84	2,59	3,32	2,63	2,98	4,09	4,15
MnO	0,08	0,09	0,09	0,10	0,10	0,10	0,13	0,08	0,11	0,12
MgO	0,69	0,73	0,79	0,59	0,57	0,69	0,72	0,62	0,92	1,08
CaO	1,98	1,93	2,07	2,17	2,12	2,16	2,03	2,15	2,30	2,95
Na ₂ O	3,63	3,53	3,47	3,65	3,57	3,29	3,63	3,44	3,31	3,07
K ₂ O	5,18	5,21	5,12	5,25	5,32	5,26	4,83	5,15	4,94	4,83
P ₂ O ₅	0,16	0,20	0,18	0,16	0,17	0,17	0,15	0,16	0,21	0,29
nnn	1,10	0,86	0,62	0,58	0,57	0,30	0,73	0,71	0,47	0,50
H ₂ O	0,08	0,10	0,06	0,06	0,03	0,02	0,15	0,05	0,04	0,06
Σ	99,60	99,65	99,75	99,85	99,85	99,24	99,41	99,58	99,42	99,48

Примечания: 1 – поверхностная, 2 – приповерхностная, 3 – верхняя переходная, 4 – центральная, 5 – нижняя переходная, 6 – приподошвенная, 7 – подошвенная субфации; n – количество анализов

Нижние границы субвулканических тел не вскрыты эрозией. Контакты субвулканических тел с перекрывающими их вулканогенно-терригенными породами обычно пологие, близкие к согласным с ксенолитами и небольшими апофизами. Субвулканические образования первого этапа в эндоконтактовой зоне похожи на покровные образования приповерхностной субфации. С удалением от контакта раскристаллизации основной массы нарастает вплоть до появления пород гипабиссального облика. Но это нарастание происходит значительно быстрее, чем в покрове.

В экзоконтактовой зоне вмещающие породы на мощность в первые сантиметры слабо орого-викованы. Иногда на контакте с песчаниками наблюдаются линзы туфоподобных образований с обломками как трахидацитов, так и неизмененных вмещающих пород (вплоть до отдельных песчинок), сцементированных афанитовым эффузивоподобным материалом. Мощность линз достигает 0,5 м, прослеживаются на первые метры. Подобные тела могли возникнуть, по-видимому, при внедрении магмы в водонасыщенные отложения в результате фреатических взрывов.

Основное субвулканическое тело первого этапа, связанное с формированием Кутимской постройки, обнажается на его юге. В современном эрозионном срезе это массив, вытянутый в северо-восточном направлении с погружением к северу под вмещающие породы, имеет размеры 6 × 15 км. По его периферии отмечаются небольшие штоки и силлы, по всей вероятности представляющие собой сателлиты этого массива.

Субвулканические тела второго этапа, сложенные трахиандезитами, представлены силлами и межпластовыми залежами, приуроченными обычно к границам пород с разными физико-механическими свойствами (см. рис. 4.17). Лишь иногда они имеют изометричную форму. Контакты с вмещающими образованиями, в том числе с породами лавового бассейна и субвулканических тел первого этапа, резкие, апофизные. Трахиандезиты у контактов имеют темно-серую окраску, массивное строение, размер зерен в основной массе не превышает 0,1 мм. На контакте с аркозовыми песчаниками в результате ассимиляции окраска пород более светлая, мощность осветленных пород достигает 2-3 м. С удалением от контактов зернистость основной массы возрастает, достигая в центральных частях субвулканических тел 0,5 мм. Фенокристаллы представлены таблитчатыми, часто зональными кристаллами олигоклаз-андезина, размером 0,6-0,8 см. Составляют они 15-20 % породы. Структура основной массы микрогранитная, переходящая в приконтактных частях в фельзитовую.

Темноцветные минералы вторичные: хлорит, эпидот, биотит. Содержание их достигает 20 %, располагаются они в виде скоплений. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, титаномagnetит, приурочены к скоплениям темноцветных минералов и составляют 1-3 % породы. По химическому составу трахиандезиты отличаются от других пород палеовулканической постройки меньшими содержаниями Si и щелочей, большими – Fe, Mg и Ca.

На восточную часть Кутимского лавового бассейна оказывает влияние Савкинский глубинный разлом. По мере приближения к нему в породах бассейна появляются перекристаллизация, пропорциональная первичной зернистости, и директивные структуры, возрастают содержания кварца и решетчатого микроклина, уменьшается – темноцветных минералов. Породы постепенно приобретают гнейсовидный облик, далее превращаются в порфиробластовые гнейсы, затем - в палингенно-метасоматические гранитоиды.

В областях фанерозойского вулканизма примеров построек типа лавовых бассейнов нет. Имеется описание постепенных переходов между покровными и субвулканическими фациями [Kochhag, 1972]. К. Н. Рудич [1970] описал значительные по площади субвулканические массивы, выполняющие близповерхностные магматические камеры, возникшие при механическом воздействии поднимающейся магмы. По площадям лавовые бассейны сходны с крупнейшими покровами базальтовой магмы или риолитовыми «пепловыми потоками» [Магдональд, 1975], но имеют значительно большие мощности наземных образований. По механизму поступления магмы они несколько сходны с куполами набухания или выжатыми хребтами А. Ритмана [1964], но несопоставимы по масштабам и окончательной форме. Лавовые бассейны напоминают лавовые озера, выполняющие кратеры, но опять же не сопоставимы по размерам и мощности. Формирование подобных построек, широко распространенных в пределах СБВП, до недавних пор не имел удовлетворительного объяснения [Хренов и др., 1966]. По-видимому, подобные вулканические сооружения возникали в особых условиях, которые могли существовать только в раннем докембрии в пределах еще относительно подвижного фундамента первых платформ. На основании приведенного выше фактического материала мы попытались восстановить механизм формирования Кутимского лавового бассейна [Докембрийские..., 1979].

Заложение и развитие лавовых бассейнов контролировалось глубинным разломом, обусловившим формирования всего СБВП. В результате растягивающих напряжений, связанных с поднимающимся плюмом, вдоль осевой части будущей вулканической постройки возник грабеноподобный прогиб с крутыми, часто обрывистыми бортами, где выходили на поверхность породы предшествующих периодов формирования пояса, а также гранитоиды и глубокометаморфизованные образования. У подножия обрывистых бортов накапливались коллювиально-делювиальные отложения. В основном же прогиб заполнялся пролювиальными осадками.

Затем в условиях относительно стабильной тектонической обстановки и слабых напряжений сжатия сформировались близповерхностные огромные по своим масштабам резервуары слабо насыщенной газами магмы однообразного состава, которые медленно продвигались к поверхности. В нем началась кристаллизация магмы с образованием фенокристаллов и происходила некоторая дифференциация магмы с раскислением ее в верхних частях.

Процесс формирования приповерхностной камеры сопровождался некоторым поднятием днища прогиба и выравниванием рельефа, что приводило к накоплению более мелкообломочных терригенных отложений, и небольшими эксплозивными и эффузивными извержениями.

В следующий момент произошел резкий импульс растяжения с образованием в днище прогиба многочисленных трещин, по которым магма устремилась на поверхность. Поднимающаяся магма давила на стенки подводящих каналов, расширяя их, что приводило к еще большей интенсивности перемещения магматических масс к поверхности. При своем движении по поверхности лава захватывала частицы нелитифицированных осадочных образований, образуя «запесоченные» эффузивы. Потоки эффузивов из разных подводящих каналов соединялись друг с другом, образуя единый лавовый покров. Верхние и нижние поверхности потоков застывали практически мгновенно. На верху потоков возникали глыбовые лавы, состоящие из обломков, сцементированных последующими порциями магмы. Внизу вблизи подводящих каналов магма застывала в процессе турбулентного, а затем ламинарного течения с образованием флюидалных текстур.

Излившиеся массы давили на близповерхностную магматическую камеру, под воздействием чего магма интенсивно нагнеталась в центральные еще не застывшие части первичных потоков, поднимая их покрывку и увеличивая их мощность. Такое перекачивание магматической массы из приповерхностных магматических камер во внутренние части покрова продолжалось до тех пор, пока давление поверхностных масс не уравнило давление в магматических камерах. Этот процесс сопровождался продолжающимся общим проседанием днища прогиба, в результате чего после прекра-

щения поступления магмы в центральные части покрова произошло его быстрое захоронение терригенным материалом, сносимым пролювиальными потоками с бортов прогиба, что и обусловило их хорошую сохранность.

В результате перемещения магмы из близповерхностных очагов мощность покрова в центральной части возросла до 2000 м. Вверху покрова с глубины, не превышающей 100 м, происходило выделение газовой составляющей и возникали миндалекаменные текстуры. Центральные части покрова были термостатированы и остывали постепенно с образованием пород субвулканического и гипабиссального облика. Сохранившиеся в центральных частях покрова летучие компоненты способствовали развитию аутометасоматических процессов, интенсивность которых возрастала к центру покрова. Эти процессы выразились в замещении к центру покрова плагиоклаза микроклином, вначале нерешетчатым, а затем с четко выраженной решетчатой структурой; фенокристаллы пироксена вначале замещались хлоритом и гидрослюдами, а затем биотитом и роговой обманкой.

Под воздействием магмы, перемещающейся из глубин на поверхность, подводящие каналы расширялись и достигли ширины до 1 км. В краевых частях они механически воздействовали на вмещающие породы с образованием эруптивных брекчий. После прекращения движения остывание магмы происходило также как и в покрове.

Остаточные порции магмы под давлением вышележащих масс, которое они не смогли преодолеть, внедрялись во вмещающие образования, формируя субвулканические массивы, неотличимые от центральных частей покрова. На отдельных участках при соприкосновении с водоносными осадками происходили кумулятивные взрывы, возникали туфоподобные породы с обломками, как самого тела, так и вмещающих пород.

После кристаллизации покрова и верхней части магматической камеры под воздействием сжимающих тектонических напряжений остаточные порции магмы низов магматической колонны более основного состава внедрились в основание покрова и подстилающие его породы.

Таким образом, для вулканических построек типа лавовых бассейнов характерны:

1 - отрицательная структура, возникающая в результате растягивающих тектонических напряжений с дальнейшим развитием под воздействием быстрого перемещения большого объема магмы из приповерхностной камеры в центральные части первично возникшего покрова;

2 - формирование мощного (до 2000 м) единого покрова площадью до тысячи и более квадратных километров с чечевицеобразным поперечным и продольным сечениями и постепенным нарастанием раскристаллизации пород к центральным его частям;

3 - наличие значительных по объему субвулканических тел с постепенными переходами в покровные образования;

4 - относительно однообразный петрохимический состав магматических образований.

Северо-восточную часть пояса занимает **Рассохинский лавовый бассейн** домугдинского времени. Видимые размеры постройки достигают 20 × 60 км. Его строение еще слабо изучено. Судя по имеющимся данным, здесь обнажается только северо-западная часть постройки, где наблюдаются породы приповерхностной, верхней переходной и центральной субфаций покрова. Юго-восточная часть постройки, по данным Ф.В. Никольского и Т.А. Дольник, уничтожена интрузией типа яральского комплекса и попадает в зону влияния Даванского глубинного разлома, где восстановить первичную природу пород затруднительно. Средний нормативный состав пород Рассохинского лавового бассейна (Пл – 40, Кпш – 29, Кв – 21, Рог – 3, Би – 5, Мт – 2) мало отличается от такового для пород Кутимского лавового бассейна (см. табл. 4.5).

В пределах Чуйского блока расположена **Малоакитканская вулканоструктура**, занимающая в основном территорию одноименного горного массива. Размеры ее в современном эрозионном срезе составляют 5 × 10 км при максимальной мощности наземных образований 600 м. По своему строению она сходна с лавовыми бассейнами. Здесь, по-видимому, представлены только три нижние субфации постройки: подошвенная, приподошвенная и нижняя переходная. Слагающие Малоакитканскую вулканоструктуру породы подверглись метаморфизму, а верхние части постройки уничтожены эрозией.

В основании постройки выходят однообразные порфиробластовые гнейсы чуйской толщи с характерной низкой радиоактивностью и низкими значениями интенсивности магнитного поля. На них залегает сложно построенная пачка разнообразных кристаллосланцев, которая прослеживается по всему периметру Малоакитканской вулканоструктуры. Для нее характерны повышенные концентрации рутила (до 4-6 %). Породы пачки интенсивно дислоцированы вплоть до образования запрокинутых, весьма сложных складок и плейчатоности при общем падении к центру вулканоструктуры. Во многих участках они подверглись гидротермально-метасоматическим изменениям с образованием линз пегматоидного строения с бериллом (аквамарином) и гнездами годного для спецплавки кварца. На

отдельных участках наблюдаются кристаллы ювелирного кордиерита черного, сиреневого и голубого цветов размером до 10-15 см. Отмечаются повышенные содержания элементов сульфидной группы. По ручьям, дренирующим пачку, наблюдаются в донных отложениях повышенные концентрации золота. Эта пачка кристаллосланцев, вероятно, во времени близка первому циклу формирования СБВП. Первичный ее состав, по-видимому, был терригенно-глинистым.

Контакты пачки с подстилающими гнейсами чуйской толщи тектонические. Перекрыта она покровом трахидацитов, которые образуют инъекции в ней. Вулканыты подверглись перекристаллизации с увеличением зернистости, пропорционально первичной. У контакта с кристаллосланцами наблюдаются наименее раскристаллизованные разности. По размеру зернистости они близки переходным субфациям лавовых бассейнов. Вверх по разрезу зернистость постепенно возрастает, породы становятся похожими на образования центральной субфации лавовых бассейнов. В них наблюдаются новообразованные порфиробласты микроклина, биотита и обыкновенной роговой обманки. Текстуры близки массивным, со слабо намечающейся директивностью. По химическому составу породы Малоакитканской постройки отличаются от пород других вулканоструктур домугдинского времени несколько повышенными содержаниями окиси кремния и калия, что обусловлено наложенными метасоматическими процессами.

Формирование Малоакитканской вулканической постройки происходило, по-видимому, аналогично Кутимской. В последствии она попала в зону интенсивных динамотермальных преобразований, протекавших в условиях температур амфиболитовой фации и относительно невысокого стрессового давления. Метаморфизм сопровождался незначительным привнесением кремния и кальция. Разрядка стрессовых напряжений происходила в основном в пределах метаосадочной пачки. Покров трахидацитов для последующих гидротермально-метасоматических процессов, служил экраном, что и обусловило их приуроченность к метаосадочной пачке.

Для всех пород домугдинского комплекса характерны фенокристаллы плагиоклаза № 21-23, реже микроклина. Иногда плагиоклаз зональный: центральные части сложены андезитом, периферийные - олигоклазом. Коэффициент железистости темноцветных минералов колеблется в пределах 55-63. Магнетит наблюдается в виде зерен размером до 1 мм, приуроченный к скоплениям темноцветных минералов. Его формула ($Mt_{45}, Fe_{25}, Il_{30}$) свидетельствует о высокой окисленности и титанистости. В субвулканических разностях окисленность магнетита несколько снижается.

Среди пород лавовых бассейнов трещинные гидротермальные образования встречаются довольно редко и представлены в основном жилами безрудного молочно-белого кварца. В то же время покровы служили экраном для последующих гидротермально-метасоматических процессов, которые часто сопровождалась урановым оруденением.

4.3.4. ЧЕТВЕРТАЯ СТАДИЯ

В четвертую стадию второго цикла формирования СБВП возникли хибеленский вулканический и яральский интрузивный комплексы.

4.3.4.1. ХИБЕЛЕНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Выходы пород комплекса располагаются в основном в южной части пояса, где прослеживаются почти непрерывной полосой от бассейна р. Кунермы на севере до вершины р. Лены на юге. В меньшем объеме присутствуют в его центральной части (см. рис. 3.2, 3.3, 3.4). Сложен комплекс преимущественно риодацитами, среди которых преобладают экструзивно-лавовые и субвулканические разновидности. В подчиненных объемах присутствуют туфы, туфогенно-терригенные и терригенные отложения. Образования хибеленского комплекса [Салоп, 1964] выделялись в хибеленскую свиту. По мнению А.А. Бухарова [1974, 1979], образования хибеленской свиты вместе с малокосинской свитой образуют единое подразделение, в котором он выделил вулканогенные и вулканогенно-терригенные комплексы в возрастной последовательности: ошеконский, малокосинский и мужинайско-тонгодинский. По нашему мнению, в составе хибеленского комплекса остаются только нижний и частично верхний комплексы, выделенные А.А. Бухаровым.

Нижняя возрастная граница определяется налеганием туфогенно-терригенных отложений комплекса с корой выветривания на породы дельбичиндинского интрузивного комплекса, которое установлено на левом склоне долины руч. Водопадного - левого притока р. Ниж. Ирели. Контакт такого же типа с вулканытами куленянского комплекса наблюдается на левом склоне долины р. Ниж. Ирели. Взаимоотношения с домугдинским вулканическим комплексом отсутствуют, в виду их пространст-

венной разобщенности. Верхняя возрастная граница устанавливается по прорыванию его массивами яральского и огнёвского комплексов, а также по развитию в породах рассматриваемого комплекса метаморфогенно-метасоматических и палингенных процессов с образованием гранитоидов даванского комплекса. С породами третьего цикла формирования пояса хибеленский комплекс в основном пространственно разобщен. Лишь в бассейнах рек Молокона и Лев. Улькана Н.А. Срывцев наблюдал налегание на его образования с перерывом вулканитов третьего этапа формирования пояса. Такое же налегание наблюдалось нами на водоразделе рек Мужиная и Молокона.

В южной части пояса породы комплекса слагают ряд палеовулканических построек. Самая северная **Ошеконская вулканическая постройка** расположена в междуречье Нижней и Маркиной Ирели. Выделена она впервые Э.Н. Копыловым, рассматривается в работах А.А. Бухарова [1973, 1979]. Впоследствии Ошеконская вулканоструктура детально изучалась нами (рис. 4.20).

Ошеконский палеовулкан представляет собой сложную, преимущественно экструзивно-лавовую постройку линзовидной формы, вытянутую в северном направлении. Размеры ее в современном эрозионном срезе составляют 6×10 км.

Фундамент Ошеконского палеовулкана сложен породами куленянского и дельбичиндинского комплексов. Значительная часть палеовулкана уничтожена яральским интрузивным комплексом, выходы пород которого с трех сторон окружают и интродуцируют его. При геологосъемочных работах считалось, что между породами хибеленского и яральского комплексов существуют постепенные переходы. Это обусловлено тем, что эндоконтактные разности яральского комплекса визуально весьма сходны с вулканитами хибеленского комплекса. Нами однозначно установлено, что на современном эрозионном срезе интрузивные породы яральского комплекса нигде не переходят в покровные образования. Это свидетельствует о его более позднем образовании, хотя и мало оторванном во времени от вулканитов хибеленского комплекса. Таким образом, в современном эрозионном срезе наблюдается лишь часть Ошеконского палеовулкана.

В основании Ошеконской постройки на контакте с более древними образованиями повсеместно прослеживается пачка слоистых мелкозернистых часто аркозовых песчаников и алевролитов с уменьшением зернистости вверх по разрезу вплоть до появления глинистых отложений. В верхах разреза пачки отмечаются прослои и линзы пепловых туфов. Мощности ее составляют первые десятки метров. Распространена она далеко за пределы палеовулкана. При сохранившихся мощностях и небольшом возрастании зернистости она прослеживается к северу до правобережья р. Верхний Ярал, где залегает на породах куленянского и дельбичиндинского комплексов. Вверху пачка интродуцирована пластовым телом яральского комплекса. Прослеживается она и в восточном направлении, где залегает в основании разреза Рельского палеовулкана.

В строении Ошеконского палеовулкана выделяется три последовательно сформировавшихся экструзивно-лавовых тела, разделенные пачками туфогенно-терригенных отложений. Мощность этих тел вблизи подводящих каналов достигает 400-600 м, к периферии палеовулкана сокращается до десятков метров. Участками экструзивно-лавовые образования выклиниваются и разделяющие их туфогенно-терригенные пачки сливаются в единый стратиграфический уровень.

Внешний облик и химический состав пород экструзивно-лавовых тел практически идентичны. Различаются они при серой окраске лишь цветовыми оттенками: для пород первого тела характерен розовый оттенок, для третьего – коричневый. У контактов с туфогенно-терригенными отложениями риодациты имеют афанитовое строение, более темную окраску и флюидальную, иногда перлитовую текстуру. К центральным частям экструзивно-лавовых тел породы становятся более массивными, слабо раскристаллизованными и более светлыми. В отдельных случаях в краевых частях тел можно наблюдать маломощные линзы туфов, по-видимому, разделяющие отдельные лавовые потоки.

Вулканогенно-терригенные пачки имеют выдержанные мощности, составляющие десятки метров. Сложены они мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и филлитовидными сланцами, часто с примесью туфогенного материала и линзами туфов. В терригенных отложениях преобладает аркозовый состав обломков, реже присутствует вулканомиктовые частицы.

Центры извержений определяются по веерообразному расположению флюидалности (с учетом складчатости, приведшей к преобладанию углов падения директивных структур в восточных румбах) и по взаимоотношениям с более ранними породами. Подводящие каналы каждого тела смещены относительно более ранних центров извержений. Центр первого экструзивно-лавового тела был близок к центру всей вулканической постройки и перекрыт более поздними образованиями, второго – смещен к западу и уничтожен интрузией яральского комплекса, третьего – смещен относительно первого к югу и занят в современном срезе субвулканическим телом. В подводящих каналах флюидаль-

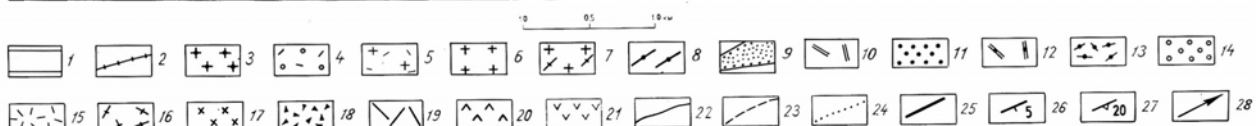
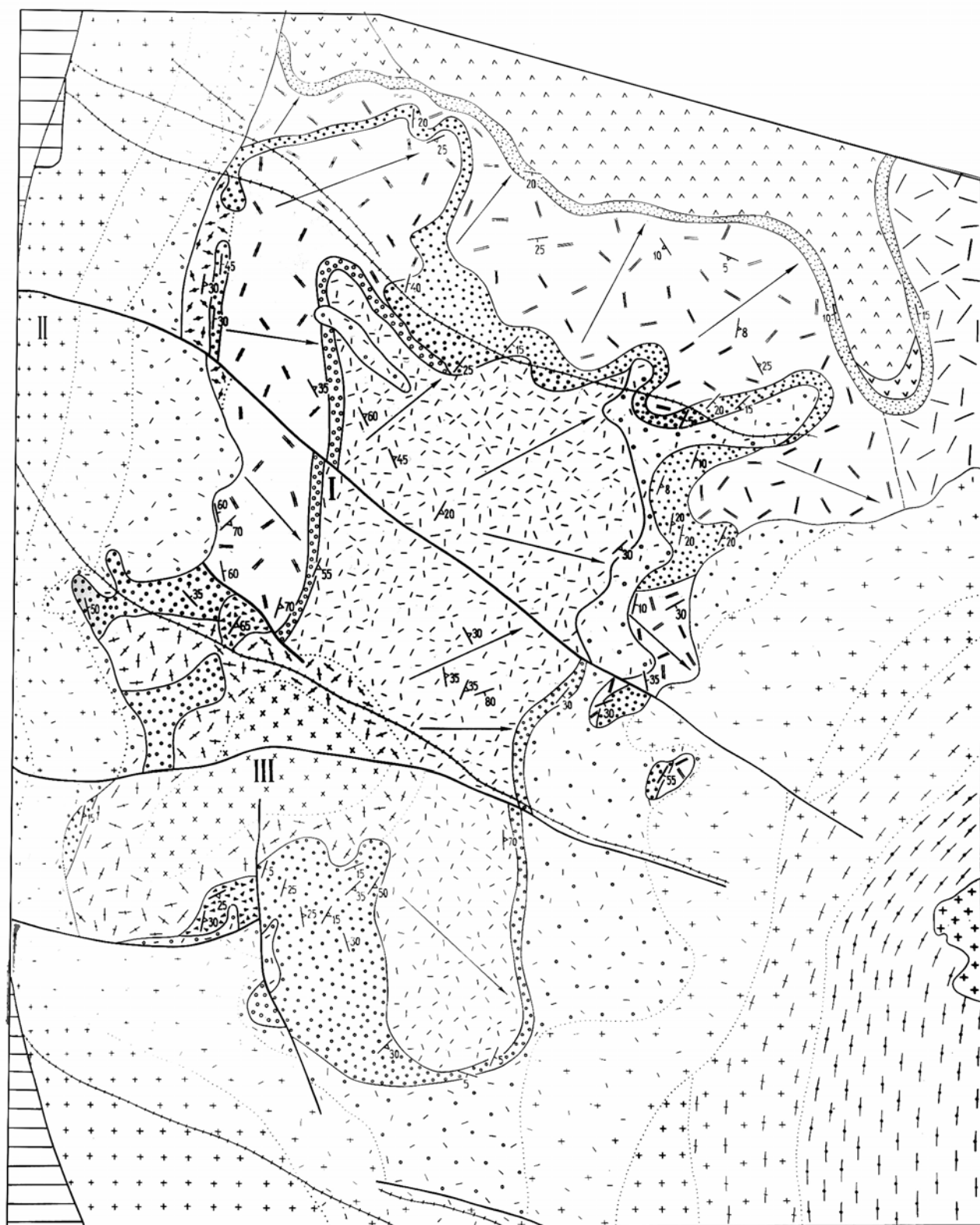


Рис. 4.20. Геологическое строение Ошеконского палеовулкана хибеленского комплекса:

1 – карбонатно-терригенные отложения байкальской серии; 2 – дайки основного состава; 3 – даванский палингено-метасоматический комплекс, гнейсо-граниты; 4–8 – яральский интрузивный комплекс: 4 – риодациты, 5 – гранит-порфиры, 6 – порфировидные граниты, 7 – разгнейсованные граниты, 8 – линзовидно-очковые гнейсо-граниты; 9–19 – хибеленский вулканический комплекс: 9–10 – первая фаза (9 – туфогенно-терригенные от-

ность и контакты становятся близкими вертикальным. При этом во вмещающих породах наблюдается разворот слоистости по направлению движения магмы вплоть до запрокидывания.

Через подводящие каналы покровы переходят в субвулканические тела. На контактах с ними туфогенно-терригенные породы превращены в эруптивные брекчии. Отдельные блоки туфогенно-терригенных пород в них достигают по площади десятков квадратных метров. Они инъецированы риодацитов магмой, слоистость в них развернута по ходу ее движения. У контактов субвулканические тела сложены афанитовыми риодацитами. С удалением от них нарастает раскристаллизация основной массы вплоть до появления пород типа гранит-порфиров.

Завершалось формирование палеовулкана образованием жерловин изометричной формы площадью до 0,5 км, выполненных глыбовыми вулканическими брекчиями.

Таким образом, формирование Ошеконского палеовулкана, как и ряда других вулканических построек хибеленского времени, началось на фоне общего опускания южной части пояса. Возникшая линейно вытянутая отрицательная структура вначале заполнялась мелкозернистыми терригенными отложениями. Выдержанная горизонтальная слоистость свидетельствует о мелководном, скорее всего озерном осадконакоплении. О существовании водной среды в пределах Ошеконской постройки свидетельствует и появление перлитовых текстур. Обломочный материал привносился из-за пределов пояса, где разрушались породы гранитоидного состава. Эти признаки характерны и для последующих пачек туфогенно-терригенных отложений.

Вначале формировался приповерхностный магматический очаг, что сопровождалось небольшими выбросами туфов и поднятием дна отрицательной структуры. В следующие периоды магма из приповерхностных камер периодически выдавливалась на поверхность с образованием экструзивных куполов набухания. В краевых частях куполов магма иногда прорывалась, образуя короткие лавовые потоки. Пароксизмы вулканической деятельности сопровождалась опусканиями основания купола, пропорциональными мощности наземных фаций с образованием кальдеры проседания. В результате поверхность вулканической постройки сохранялась близкой к горизонтальной. Об этом свидетельствуют мелководный характер, пологое выдержанное залегание и близкие мощности вулканогенно-осадочных пачек, разделяющих отдельные экструзивно-лавовые тела. В промежутках между образованием куполов набухания происходили лишь небольшие выбросы туфового, часто пеплового материала.

Экструзивно-лавовые тела через подводящие каналы соединялись с субвулканическими образованиями. Они под давлением поступивших на поверхность вулканических пород внедрялись во вмещающие породы с образованием эруптивных брекчий и разворотом блоков вмещающих пород по направлению движения магмы. Последние извержения палеовулкана имели взрывной характер, что привело к образованию жерловин, заполненных вулканическими брекчиями.

Для Ошеконского палеовулкана характерны значительные проявления гидротермальной деятельности и оруденения, как связанные с вулканической деятельностью, так и более поздние. Приурочены они чаще всего к телам эруптивных и вулканических брекчий и крутопадающим разломам и выражены в флюоритизации и окварцевании.

Экструзивно-лавовые тела и сопровождающие их субвулканические образования по механизму образования напоминают вышеописанные лавовые бассейны, характерные для формирования более ранних куленянского и домугдинского комплексов. Отличаются они только многофазностью формирования, значительно меньшими масштабами и более кислым составом магмы. По механизму образования они приближаются к экструзивным куполам, широко распространенным в областях кислого вулканизма фанерозоя. Отличаются от них быстрой компенсацией проседания их основания.

К востоку от Ошеконского палеовулкана породы хибеленского комплекса слагают выделенный нами **Рельский палеовулкан**. В его основании залегает та же пачка преимущественно терриген-

отложения, 10 – риодациты покровные), 11-13 – вторая фаза (11 – туфогенно-терригенные отложения, 12-13 – риодациты покровные (12) и субвулканические (13), 14-18 – третья фаза (14 – туфогенно-терригенные отложения, 15-16 – риодациты покровные (15) и субвулканические (16), 17 – гранит-порфиры субвулканические, 18 – брекчии жерловые), 19 – риодациты Рельского палеовулкана; 20 – дельбичиндинский интрузивный комплекс, кварцевые монциты; 21 – куленянский вулканический комплекс, трахиандезиты; 22-25 – границы: 22 – геологические, 23 – пород синхронно действовавших палеовулканов, 24 – фациальные, 25 – тектонические; 26-28 – элементы залегания: 26 – слоистости, 27 – флюиальности, 28 – направления течений лавы; центры вулканической деятельности: I – первой, II – второй и III – третьей фаз формирования палеовулкана

ных пород, что и в Ошеконском палеовулкане. В восточном направлении отмечается рост грубозернистости и мощности этой пачки. Вулканогенные образования Рельского палеовулкана на западе соединяются с породами Ошеконского палеовулкана в единое поле. По-видимому, их извержения происходили синхронно. Формировались преимущественно экструзивно-лавовые тела, разделенные пачками терригенных пород. Возможно, присутствуют и туфогенные разности, но из-за наложенных метаморфогенно-метасоматических процессов не устанавливаются. К востоку наблюдается выклинивание вулканогенных пород, в результате чего отдельные уровни осадочных отложений соединяются друг с другом, образуя единый горизонт мощностью в первые сотни метров. В его составе преобладают аркозовые песчаники с согласными пластовыми телами риодацитов предположительно субвулканического генезиса. В восточном направлении в породах палеовулкана степень метаморфогенно-метасоматических преобразований нарастает вплоть до превращения их в однообразные гранито-гнейсы и гнейсо-граниты.

К югу от Ошеконского палеовулкана в бассейне р. Верхней Ирели породы хибеленского комплекса слагают **Верхнеирельский палеовулкан**, выделенный и исследованный С.И. Морозовым. Современные выходы пород Верхнеирельского палеовулкана составляют $1-4 \times 15$ км с центром в бассейне р. Ср. Ирели (рис. 4.21). Представляет он глубоко эродированную структуру (рис. 4.22). Выделяется ряд жерловин, выполненных туфобрекчиями. Они окружены потоками лав, туфолав и кластолав риодацитов с прослоями и линзами туфов в сложном, часто клинообразном переслаивании. Наибольшая удаленность лавовых потоков от жерловин составляет 7-10 км. На удалении от жерловин появляются прослои туфогенно-терригенных (от туфоалевролитов до туфоконгломератов) и терригенных отложений. Состав терригенной составляющей часто существенно кварцевый.

Н.А. Срывцев в формировании Верхнеирельского палеовулкана выделяет два этапа (фазы) лавовых излияний, разделенных периодом преобладания интенсивных эксплозивных извержений. По его данным в районе пика Черского, кроме жерловин, выполненных туфолавами и лавобрекчиями, наблюдаются экструзивные тела риодацитов с поперечником до 1 км.

Южнее выделяются последовательно **Мужинайский, Скалистый, Тонгодинский, Кедровский** (по Г.И. Богареву **Солонцовский**), **Солнечный палеовулканы**, детально описанные А.А. Бухаровым [1973, 1979], Э.Н. Копыловым [1974], Г.И. Богаревым и Д.И. Калининой. В отличие от районов, расположенных севернее, в пределах этих палеовулканов в разрезе наземных образований наблюдается больше терригенных отложений, в том числе и существенно кварцевых. Присутствуют также мощные и протяженные силлы кислого состава.

В разрезе палеовулкана Солнечного, по данным А.А. Бухарова [1973, 1979], появляются несвойственные дацитовые и андезибазальтовые разности. Отсутствие петрохимических анализов вулканитов не позволяет установить достоверность этих определений. Вызывает сомнение отнесение туфогенно-терригенных пород водораздела руч. Елохина и р. Ледяной к хибеленскому комплексу. По данным А.А. Бухарова [1973], они залегают с корой выветривания на интрузивных образованиях Ледянинской интрузии, которые он сопоставил с Дельбичиндинской интрузией. Н.А. Срывцев пришел к выводу, что эти образования по петрографии и петрогеохимии близки к яральскому интрузивному комплексу. Эти данные ставят под сомнение выводы А.А. Бухарова.

По мнению Г.И. Богарева и Д.И. Калининой, в строении всех вышеперечисленных палеовулканов, кроме кислых вулканитов в подчиненных объемах принимают участие латиты, а кое-где и базиты. Причем часто указывается, что они слагают субвулканические интрузии и раскристаллизованы до «сиенито-диоритовых порфиритов» или отделены от выходов кислых вулканитов тектоническими нарушениями. По нашим наблюдениям, в вершине р. Мужинай Байкальский вулканиты латитового состава слагают покров, залегающий на образованиях хибеленского комплекса. Такие же наблюдения были у Н.А. Срывцева в районе г. Черского. Всё это заставляет сомневаться в принадлежности пород латитового и базитового составов к хибеленскому комплексу, который, по нашим данным, сложен однообразными риодацитами. Вероятнее их принадлежность к ламборскому комплексу.

В бассейне р. Малой Мини располагается **Маломинская палеовулканическая постройка**. Здесь А.С. Киренским закартированы тела гранитоидов гипабиссального облика, переходящих в краевых частях в эффузивоподобные породы. По их периферии расположены остатки экструзивно-эффузивных фаций риодацитового состава. По пространственному расположению интрузивных и вулканических фаций здесь можно предполагать вулканно-купольную структуру, верхние части которой уничтожены эрозией. По классификации В.Ф. Белого [1977] подобные структуры относятся к куполам с телами субвулканического типа в ядре.

По периферии Большеминского (см. рис. 4.4) и Великандинского блоков породы хибеленского вулканогенного комплекса представлены преимущественно линейными экструзивными телами рио-

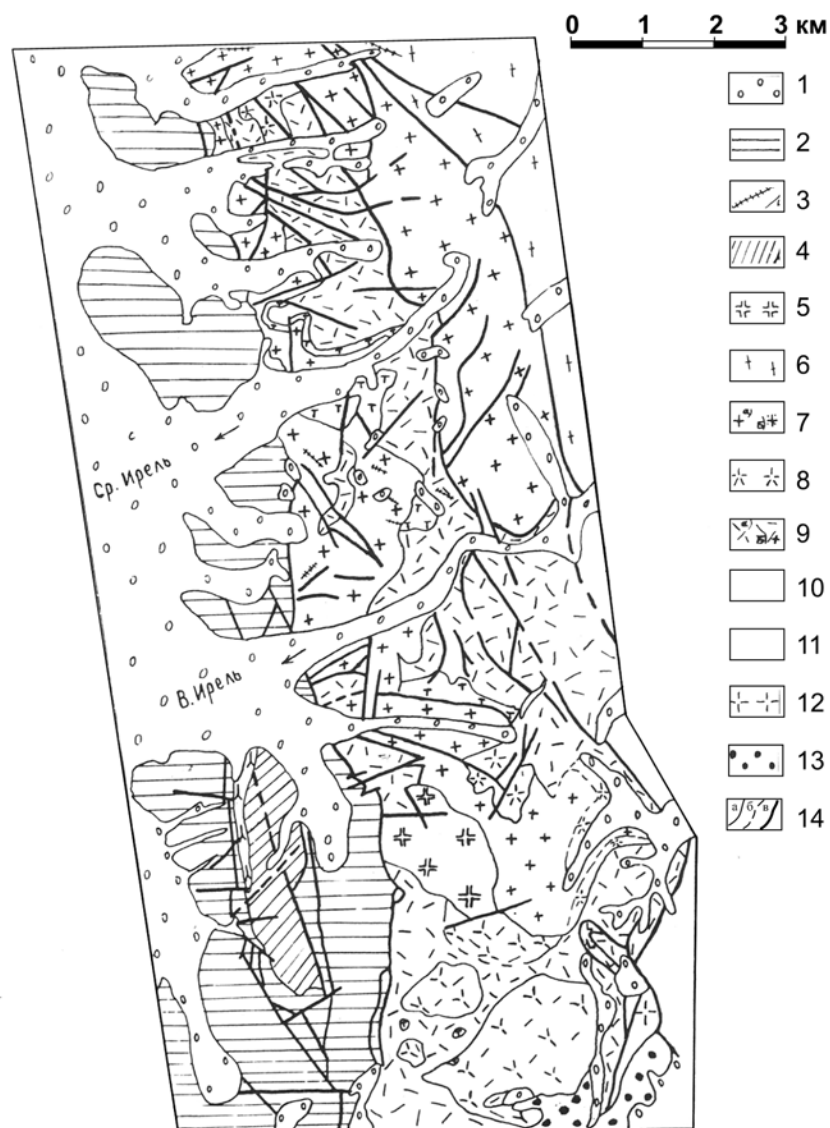


Рис. 4.21. Геологическое строение Верхнеирельского палеовулкана хибеленского комплекса (составил С.И. Морозов):

1 - четвертичные отложения; 2 – байкальская серия, терригенно-карбонатные отложения; 3 – дайки основного состава; 4 – ламборский вулканический комплекс, покровные латиты и субвулканические монцониты; 5 - огнёвский комплекс, “звёздчатые” граниты; 6-8 – яральский интрузивный комплекс: 6-7 - граниты разгнейсованные (6) и массивные (7), 8 – риодациты; 9-11 - хибеленский вулканический комплекс: риодациты и гранит-порфиры покровные (9) и субвулканические (10), 11 – туфы и туфогенно-терригенные отложения; 12 – кочериковский интрузивный комплекс, плагиограниты; 13 - малокозинская свита, терригенные породы; 14 - границы геологические достоверные (а) и предполагаемые (б), тектонические (в)

дацитов. В процессе геологосъемочных работ они относились к чайской свите. Принадлежность их к хибеленскому комплексу с определенной долей условности основана на близости петрогеохимического состава. В то же время, отсутствие в них региональных метаморфических изменений, интенсивно проявившихся в окружающих породах первого и второго циклов формирования пояса с образованием палингенно-метасоматических гранитоидов, позволяет сомневаться в справедливости такого сопоставления. По этим признакам они ближе к вулканитам чайского комплекса.

Экструзивные тела в Большеминском блоке имеют ширину 1-3 км и распространены неравномерно. Вдоль западной ее окраины они образуют непрерывный выход протяженностью более 30 км. Поперечными разломами он разделен на отрезки, различающиеся набором фенокристаллов в риодацитах. На севере и юге они представлены кварцем и микроклином, в центре – только микроклином. Вдоль других окраин и в центральной части Большеминской структуры эти тела распространены

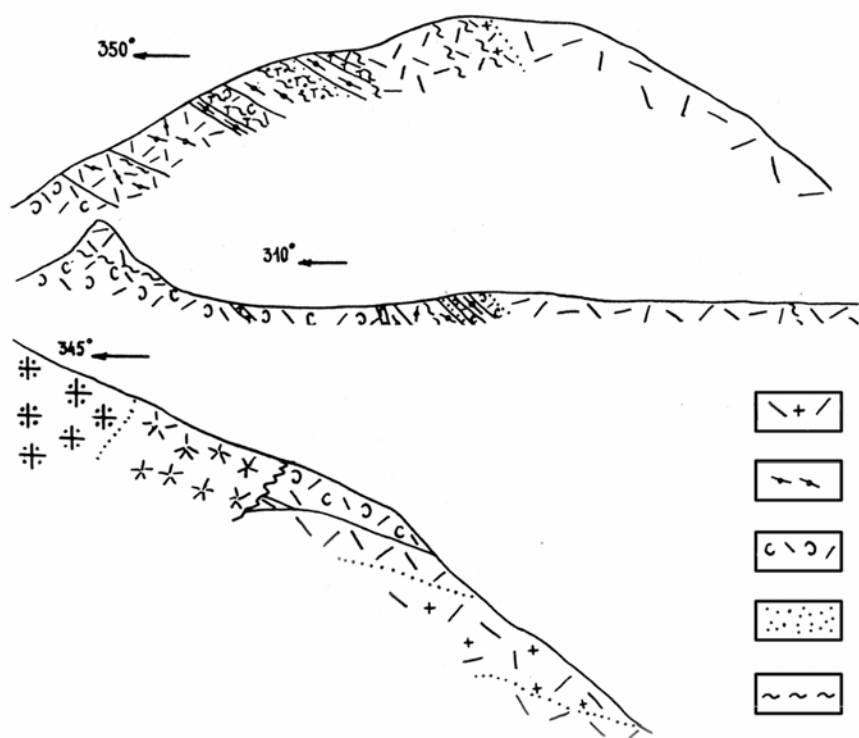


Рис. 4.22. Разрезы Верхнеирельского палеовулкана хибеленского комплекса (составил С.И. Морозов):

1 – раскристаллизованные риодациты центральных частей экструзивно-лавовых тел; 2 – флюидальные риодациты; 3 – лавобрекчии и кластолавы; 4 – туфогенно-терригенные породы; 5 – зоны милонитизации; другие условные обозначения см. рис. 4.21

фрагментарно и имеют длину не более 10 км. В краевых частях экструзивных тел в небольших объемах присутствуют сложно перемежающиеся лавы, туфы и туфогенно-терригенные отложения.

Таким образом, для хибеленского комплекса характерно некоторое разнообразие вулканических построек с преобладанием экструзивно-лавовых фаций. Туфогенные образования присутствуют в подчиненных объемах.

Петрография. По петрографическим данным хибеленский комплекс представлен в основном риодацитами с небольшими вариациями нормативного состава (табл. 4.7). Лишь риодациты Мужинайской постройки отличаются несколько повышенным содержанием калишпата. В более значительной степени отличаются от большинства пород комплекса риодациты Тонгодинского палеовулкана. В них содержится значительно больше плагиоклаза и кварца, но меньше – калишпата.

Таблица 4.7

Средние нормативные составы пород хибеленского вулканического комплекса, %

Палеовулканическая постройка	Пл	Кпш	Кв	Рог	Би	Му	Мт
Ошеконская и Верхнеирельская	34	31	28	-	4	-	2,6
Там же в зонах окварцевания	29	26	32	-	2	8	2,6
Мужинайская	32	35	27	3	-	-	2,2
Там же в зонах окварцевания	29	24	32	-	4	8	2,2
Маломинская	34	31	28	-	5	-	2
Тонгодинская	38	22	31	1	6	-	2

В риодацитах преобладают массивные порфировые, сериальнопорфировые, иногда флюидальные текстуры. Вкрапленники представлены полевыми шпатами, в меньшем объеме кварцем, редко темноцветными минералами. Набор вкрапленников разных палеовулканов несколько различаются. В Ошеконском палеовулкане они представлены калишпатом, кварцем и биотитом, в Мужинайском – плагиоклазом, калишпатом, кварцем и амфиболом, в Тонгодинском – плагиоклазом, кварцем и амфи-

болом. Связано это, вероятно, с несколько различным субстратом, по которому образовалась магма, и (или) составом поступающего из мантии вещества. Структура основной массы фельзитовая, в центральных частях потоков микропйкилитовая, в экструзивных телах иногда симплектитовая, микрогранофировая, микрогранитовая.

Калишпат во вкрапленниках представлен микроклин-пертитом ($\text{Or}_{72} \text{Al}_{22} \text{An}_6$), в основной массе он находится в ассоциации с плагиоклазом № 10-15. Коэффициент железистости роговой обманки равен 70-75, биотита – 62. В Тонгодинском палеовулкане вкрапленники плагиоклаза имеют в среднем № 19 с колебаниями от № 11 до № 27, коэффициент железистости роговой обманки 60-62, биотита – 54. Кварц во вкрапленниках имеет голубоватую окраску, эллипсоидную, часто резорбированную форму. Во флюидальных разностях вкрапленники кварца иногда приобретают форму с закругленными ограничениями, изогнутую согласно структурам течения. Это свидетельствует о его пластичности в момент излияния магмы.

В зонах разломов наблюдается привнос кремнекислоты, в результате чего содержание кварца возрастает на 4-5 %, а количество полевых шпатов сокращается за счет замещения его серицитом и мусковитом и разбавления вещества породы кварцем.

Лавобрекчии представляют собой породы с оскольчатыми обломками кристаллов полевых шпатов. Количество их достигает 15-20 % породы. Реже присутствуют обломки подстилающих образований: алевролитов, песчаников, риодацитов, размером 1-3 см. Обломки сцементированы микрозернистым агрегатом кварцево-полевошпатового состава микрофельзитовой структуры. В подошве и кровле потоков лавобрекчий происходила собирательная перекристаллизация (спекание) с образованием овальных или неправильных обособлений кварца мозаичного строения с оторочками хлорита и магнетита. В центральных частях потоков основная масса имеет флюидальную текстуру с угловатыми или изогнутыми по направлению течения контурами.

Туфы имеют массивную или неотчетливо слоистую текстуру. Преобладают пепловые и псаммитовые кристаллолитокластические разновидности. В обломках наблюдаются кварц, плагиоклаз, микроклин и риодациты с фельзитовой или микропйкилитовой структурой.

4.3.4.2. ЯРАЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Яральский комплекс представлен в основном субщелочными гранитоидами (см. рис. 3.2, 3.3, 3.4). Они выделялись в качестве второй [Лобанов, 1964] или третьей [Салоп, 1967] фаз ирельского комплекса. Нижняя возрастная граница комплекса определяется тем, что он прорывает хибеленский комплекс и более ранних образований. На его породы накладываются метаморфогенно-метасоматические процессы с образованием палингенных гранитоидов даванского комплекса, что определяет верхнюю возрастную границу комплекса. На него налегают с разрывом вулканогенно-терригенные отложения ламборского комплекса.

Породы комплекса слагают в основном два крупных массива: Яральский в центральной части пояса и Рассохинский – на его севере. На юге пояса расположен Кедровский массив меньших размеров.

Яральский массив вытянут в субмеридиональном, согласном с простираем пояса направлении от р. Окунайки на севере до р. Мужинай на юге. По периферии массива наблюдаются его сателлиты, имеющие формы силлов, сфенолитов, реже штоков и даек. Взаимоотношения с вмещающими породами разного возраста имеют неодинаковый характер.

Породы хибеленского комплекса яральский комплекс прорывает в пределах Ошеконского и Верхнеирельского палеовулканов (см. рис. 4.20, 4.21). Выходы его пород распространены по периферии Ошеконского палеовулкана, обрамляя его с трех сторон (кроме северной). Контакты четкие прямые как крутые, так и пологие с редкими апофизами и ксенолитами (рис. 4.23). Крутые контакты приурочены к периферии палеовулкана и, по-видимому, образовались в результате использования разломов, окаймлявших кальдеру проседания. От основного интрузива отходят пологие ответвления, приуроченные, главным образом, к границам экструзивно-лавовых и туфогенно-терригенных образований. Подобные формы контактов наблюдаются и на контактах яральского комплекса с породами Верхнеирельского палеовулкана.

Экзоконтактовые изменения выражены в весьма незначительных перекристаллизации, осветлении или ороговикании вмещающих пород. Ороговиканию подверглись в основном обломочные разновидности. Мощность зоны экзоконтактовых изменений обычно не превышает 1 м, редко достигает 10-12 м. В породах массива на контакте с вулканитами образовалась зона закалки, сложенная породами риолитового облика (риодацитами), трудно отличимыми от вмещающих экструзивных

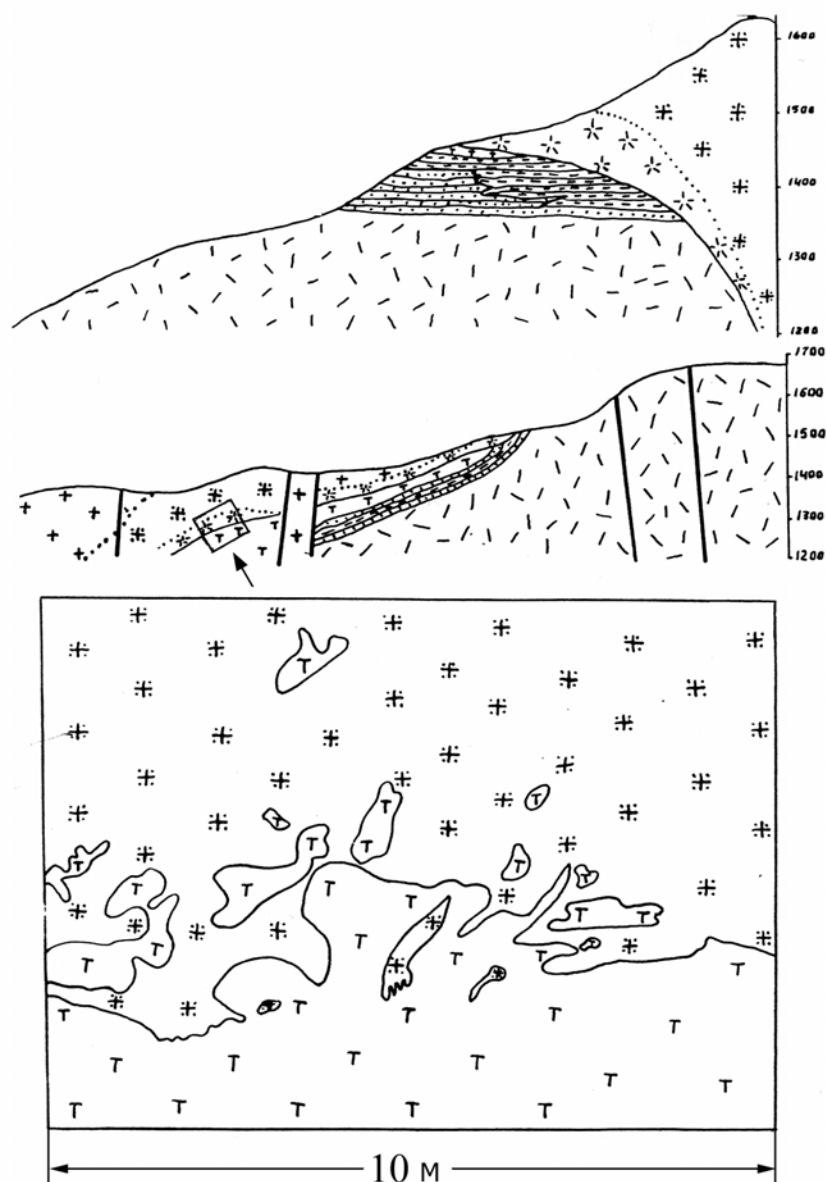


Рис. 4.23. Характер контактов яральского интрузивного комплекса с хибеленским вулканическим комплексом (составил В.К. Александров): условные обозначения см. рис. 4.21, 4.22

и лавовых образований хибеленского комплекса. Ее мощность изменяется от первых метров у крутопадающих контактов до первых десятков метров у пологих. С удалением от контакта в породах нарастает раскристаллизация основной массы, породы приобретают вначале облик гранит-порфиров, а затем – порфировидных гранитов, составляющих основную часть массивов яральского комплекса. Ксенолиты пород хибеленского комплекса обычно имеют угловатые контуры и резкие границы. Иногда гранит-порфиры прорывают риодациты эндоконтактной зоны без признаков околоконтактных изменений, что свидетельствует о неспокойной тектонической обстановке в период внедрения яральского комплекса.

В бассейне р. Верхний Ярал Яральский массив представляет собой интрузию типа силла, преимущественно приуроченного к пачке терригенно-вулканогенных отложений основания разреза хибеленского комплекса. Видимая мощность пологого тела достигает многих сотен метров. В современном эрозионном срезе оно занимает верхние части рельефа с почти горизонтальными, согласными со слоистостью вмещающих пород контактами. В большинстве случаев контакт с нижележащими вулканогенно-терригенными отложениями тектонизирован, что создает видимость тектонического покрова. Лишь на отдельных участках имеют место интрузивные взаимоотношения с апофизами и ксенолитами. В экзоконтактной зоне на мощность в первые десятки сантиметров породы слабо оро-

говикованы. В эндоконтакте зона закалки маломощная и сложена гранит-порфирами. На более высоких уровнях преобладают порфировидные граниты.

Остатки кровли мощностью до 10 м сохранились лишь на разрозненных вершинах. Туфогенно-терригенные породы здесь превращены в калишпатизированные и окварцованные гнейсы. Зона закалки выражена слабо. В экзо- и эндоконтактовых зонах проявлены процессы альбитизации и эпидотизации с большим количеством мелких гнезд и жил пегматоидного строения с бериллом, тантало-ниобатами и редкоземельными минералами.

Южнее, в долине р. Ярал массив имеет крутопадающие контакты. На востоке массив также имеет крутые контакты. На этих участках яральский комплекс интрузирует породы куленьянского и дельбичиндинского комплексов, а на левобережье вновь переходит в пологое тело. Контакты резкие слабоизвилистые, с апофизами и ксенолитами. В экзоконтактовых зонах вмещающие породы перекристаллизованы с возрастанием зернистости, осветлением, раскислением состава, ростом порфиробласт микроклина (до 3 см), мелкими кварцево-полевошпатовыми инъекциями, участками флюоритизацией. Мощность измененных пород обычно составляет первые метры, но иногда достигает 50-60 м. Эндоконтактовые изменения выражены в оторочке гранит-порфиров, сходных по внешнему облику с измененными в экзоконтактовой зоне вмещающими породами. О.М. Можаровский в вершине р. Дельбичинды описал на расстоянии 0,4-0,5 м постепенные переходы между ними.

Ксенолиты пород куленьянского и дельбичиндинского комплексов имеют неправильную или угловатую форму и разную сохранность первичного состава и строения. В одних случаях у них границы резкие, в других – постепенные. В последних случаях породы в ксенолитах приобретают гнейсовидный облик и постепенно растворяются в гранитах, вплоть до полного исчезновения. Иногда от ксенолитов остаются только небольшие участки более меланократового материала, сходные со шлирами.

Таким образом, в массивах комплекса сочетаются круто- и пологозалегающие контакты. Интрузия, достигая при подъеме ослабленных зон, приуроченных к контактам пород с резко различными физико-механическими свойствами, образовала мощные силлоподобные апофизы. В районе Ошечонского палеовулкана обнажены приповерхностные части интрузии, а севернее и южнее - более глубоко залегающие ее части.

Петрография. Средние нормативные составы гранитоидов разных участков Яральского массива различаются незначительно (табл. 4.8). Выделяются повышенными содержаниями нормативного плагиоклаза и пониженными - калишпата лишь гранитоиды бассейна р. Кунермы, где они прорывают породы Дельбичиндинского массива. В северной части массива среди темноцветных минералов большее значение имеют водосодержащие разности.

Таблица 4.8

Средние нормативные составы гранитоидов Яральского массива, %

Местоположение	Пл	Кпш	Кв	Рог	Би	Му	Мт
Бассейн р. Савкиной	35	30	27	-	4	1	2
Бассейн р. Кунермы	43	20	27	-	3	5	2
Бассейны рек Ярала и В. Ярала	35	32	25	5	-	-	2
Там же, измененные разности	35	28	28	-	3	3	2
Междуречье Н. Ирели и Маркиной Ирели	35	32	25	5	-	-	2

Центральные части массивов комплекса сложены преимущественно порфировидными гранитами. Лишь на севере Яральского массива, по данным, О.М. Можаровского, они участками переходят в равномернозернистые разности. Фенокристаллы имеют размеры около 1 см, а в бассейнах рек Верхний Ярал и Ярал достигают 2-3 см. Представлены они микроклин-пертитом с реликтами в центральных частях кристаллов плагиоклаза и составляют обычно 10-15 % породы. В бассейне р. Кунермы, по данным И.Н. Власова, содержание их иногда возрастает до 30-40 %. Кроме плагиоклаза, в фенокристаллах микроклин-пертита иногда присутствуют включения роговой обманки и лейкоксенизированного титаномагнетита, вероятно, представляющие собой реликты субстрата при гранитообразовании. Кристаллы микроклина в процессе автометасоматических изменений по периферии замещаются шахматным альбитом и кварцем с образованием микропегматитовых структур. Первичный микроклин-пертит имеет состав $Or_{58} Al_{36} An_6$. В альбитизированных участках содержание альбитового минала возрастает до 48-50 %. По трещинам микроклин-пертит замещается также кварцем.

Основная масса среднезернистого, а в бассейнах рек Ярал и Верхний Ярал среднекрупнозернистого сложения состоит из микроклина, проросшего кварцем, кислого плагиоклаза, скоп-

лений субщелочной роговой обманки, замещаемой гидробиотитом и стильпномеланом. Плагноклаз обычно интенсивно серицитизирован, поэтому в его нормативном составе ($Al_{58} An_{12} Or_{30}$) наблюдается высокий минал калишпата. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, микропегматитовая. Аксессуары представлены рудным минералом, ортитом, апатитом, цирконом, флюоритом. Иногда отмечаются интрателлурические скопления основного, раскисленного по краям плагноклаза и пироксена, замещаемого субщелочной роговой обманкой. Магнетит в виде кубических кристаллов приурочен к скоплениям темноцветных минералов. Присутствуют также ильменит, циркон, апатит, пирит, флюорит в весовых количествах, рутил, лейкоксен, ортит, сфен, галенит, сфалерит в знаковых. Сульфидные минералы чаще встречаются в эндоконтактной зоне, а редкометаллы – в более глубоких частях массивов.

К краевым частям массивов породы становятся более мелкозернистыми, граниты переходят в гранит-порфиры с микрогранофировой структурой. В них сокращается содержание фенокристаллов полевых шпатов, но появляются порфировидные выделения кварца. Вначале они мелкие и редкие, а затем количество и размеры их возрастают. Гранит-порфиры у контактов с породами хибеленского комплекса, в свою очередь, переходят в риодациты с криптозернистой основной массой и микрофельзитовой структурой. Порфировые выделения в них представлены полевыми шпатами и кварцем в близких содержаниях. Отмечаются пылевидные и точечные скопления магнетита, редкие зерна циркона и апатита. С глубиной в магнетитах возрастает окисленность, содержание титана вначале возрастает, а потом уменьшается ($Mt_{77} Il_{18} Ulv_5 \rightarrow Mt_{55} Il_{41} Ge_4 \rightarrow Mt_{54} Il_{32} Ge_{14}$). Это свидетельствует о повышении роли кислорода в центральных частях остывающих массивов.

Породы **Кедровского массива** отличаются более высокими нормативными содержаниями кварца и плагноклаза и более низкими – калишпата ($Pl_{38} Kfs_{19} Qz_{32} Ro_{3} Bt_5 Mt_2$). Зона закалки здесь слабо выражена. В ее пределах несколько уменьшается зернистость, в связи с этим более четко выражена порфировидная структура. Фенокристаллы представлены только плагноклазом с минальным составом $Al_{72} An_{17} Or_{11}$. Они имеют зональное строение: в центре зерен он соответствует № 25, по краям – 16-20. В основной массе плагноклаз более кислый ($Al_{75} An_{13} Or_{12}$). Кварц и калишпат наблюдаются только в основной массе. В краевых частях массива нормативный состав калишпата имеет вид $Or_{72} Al_{23} An_5$, а в центральных – $Or_{61} Al_{37} An_2$. Темноцветные минералы представлены обыкновенной роговой обманкой в центральных частях массива и чермакитовой – по периферии. В эндоконтактной зоне она содержит меньше щелочей, кремния, но больше железа. Кроме роговой обманки в основной массе отмечается высокожелезистый биотит.

Магнетит также имеет разный состав. В эндоконтактной зоне массива он более окислен ($Mt_{61} Il_{16} Ge_{23}$), чем в центральных частях ($Mt_{79} Il_{21}$). Это свидетельствует о противоположном кислородном режиме, чем в Яральском массиве, что обусловлено отсутствием мощной зоны закалки в Кедровском массиве, препятствующей удалению кислорода. Набор акцессорных минералов в породах Кедровского массива значительно беднее, чем в Яральском. Кроме магнетита, они представлены цирконом, апатитом, редко ортитом и флюоритом.

Приведенные данные объясняются разным составом магмы при формировании Кедровского и Яральского массивов и более глубоким положением Кедровского массива в период застывания, чем Яральского. Разный состав магмы может быть связан также с некоторыми различиями состава поступающего из мантии вещества.

К востоку, по мере приближения к Даванской зоне смятия в породах комплекса, как и во вмещающих образованиях, нарастают метаморфические изменения, выраженные в перекристаллизации, росте зернистости, пропорционально первичным размерам, появлении гнейсовидности. Нарастает количество и мощность гнезд и прожилков мелкозернистых образований кварцево-полевошпатового состава. Ксенолиты приобретают линзовидную форму, согласную с гнейсовидностью, и нерезкие границы. В вершине р. Рели еще можно установить интрузивные взаимоотношения яральского комплекса с вмещающими породами. Далее к востоку границы между породами разных комплексов постепенно становятся менее четкими и затем полностью «стираются».

Заключительный период четвертой стадии второго этапа характеризуется масштабными проявлениями гидротермально-пневматолитовой деятельности. В результате в верхних частях Ошконтского палеовулкана образовались мощные зоны флюоритизации с содержанием флюорита до 80-90 %. В глубоко эродированных горизонтах, сложенных породами яральского комплекса, распространены зоны эпидотизации и хлоритизации с убогим редкоземельным и ураново-ториевым оруденением. В этих зонах отмечаются также признаки бериллиевой минерализации, перспективы которой остались неясными. На водоразделе рек Ярала и Верхнего Ярала под экраном измененных у контакта

вмещающих пород образовались тела пегматоидного строения с бериллом, а восточнее - с гельвинданалитом. Из-за мелких размеров промышленного интереса они не представляют.

4.3.5. МЕТАМОРФОГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ СТАДИЯ

Окончание второго цикла характеризуется интенсивными палингенными и метаморфогенно-метасоматическими процессами. Выделяется два периода их проявления. В ранний период они проявились более интенсивно и на территории почти всего пояса. Контролировались эти процессы глубинными разломами: Савкинской и Даванской, которые имеют свои зоны влияния. Вблизи северо-восточного окончания пояса они соединяются. В поздний период эти процессы были сосредоточены только в зоне Даванского разлома.

В пределах **зоны влияния Савкинского разлома**, занимающей в основном центральную и северную части пояса, распространены преимущественно породы домугдинского, дельбичиндинского и куленянского комплексов. На западе пояса вулканы претерпели в большей части лишь раскристаллизацию вулканического стекла с образованием низкотемпературных минералов. По мере приближения к зоне Савкинского разлома появляются и постепенно нарастают расщеливание (милонитизация) и бластез. Вначале условия метаморфизма соответствовали зеленосланцевой фации. Затем метаморфизм достигал эпидот-амфиболитовой фации, сопровождаемый незначительным повышением содержания SiO_2 . Породы приобретают гнейсовидный облик. Вблизи Савкинского разлома на некоторых участках проявился палингенез с образованием гранитоидов даванского комплекса. На востоке граница зоны влияния Савкинского глубинного разлома ограничена крутопадающим разломом, вдоль которого с восточной стороны наблюдается прерывистая полоса выходов неметаморфизованных пород с возрастом от среднего рифея до кембрия.

Примером проявления палингенных процессов в зоне влияния Савкинского разлома может служить **Правоминский гранитоидный массив** даванского комплекса (рис. 4.24), расположенный на правом берегу р. Мини [Булдыгеров, 2003а]. В результате метаморфических процессов вмещающие породы превращены в гнейсовидные образования с четко выраженным северо-восточным простиранием директивных структур.

Массив имеет форму близкую к изометричной с извилистыми границами. Юго-восточная большая его часть, расположенная в основном среди метатрахиаandezитов куленянского комплекса, сложена преимущественно гнейсо-гранитами. Директивные структуры имеют северо-восточное простирание, согласное с подобными структурами вмещающих пород. Лишь на северо-востоке массива намечается структура типа гранито-гнейсового купола. Петрохимический состав вмещающих магматических пород (табл. 4.9) характеризуется повышенными содержаниями щелочей с преобладанием K_2O над Na_2O и пониженными - MgO и Al_2O_3 .

На контакте с гнейсо-гранитами метатрахиаandezиты на ширину в первые метры приобретают более лейкократовый облик и большую зернистость, насыщены многочисленными линзами и нитевидными прожилками гранитного материала (рис. 4.25). Вдоль границ прожилков отмечаются иногда повышенные содержания реликтовых темноцветных минералов. Границы между гранитным и реститовым материалом нерезкие. Гнейсо-граниты у контакта содержат многочисленные не перемещенные скиалиты реститового материала, часто представленного только скоплениями темноцветных минералов. По мере удаления от контакта количество реститового материала быстро сокращается. Гнейсо-граниты по сравнению с вмещающими породами обогащены SiO_2 и обеднены всеми другими породообразующими окислами, кроме K_2O .

К северо-западу и на юге гнейсо-граниты постепенно сменяются массивными порфиоровидными биотит-роговообманковыми гранитами, которые залегают в метатрахиадах домугдинского комплекса. Среди массивных разностей наблюдаются линзы и полосы реликтовых гнейсо-гранитов с нерезкими границами. В гранитах происходил дальнейший рост содержания SiO_2 , но здесь растут и содержания щелочей, преимущественно калия (см. табл. 4.9).

У западного контакта, где массив граничит с аркозовыми песчаниками куленянского комплекса, граниты постепенно сменяются биотитовыми лейкогранитами. Образование лейкогранитов по аркозовым песчаникам происходило без привноса вещества. Они характеризуются высокими содержаниями кремнекислоты и пониженными - других породообразующих окислов.

Контакты массивных разностей с вмещающими породами резкие апофизные (рис. 4.26). Эндоконтактовые изменения выражены оторочкой аплитовидных гранитов мощностью первые сантиметры. Экзоконтактовые изменения в трахиадах отсутствуют, песчаники на мощность в десятки сантиметров превращены в гранобластовый агрегат. На других участках наблюдались постепенные

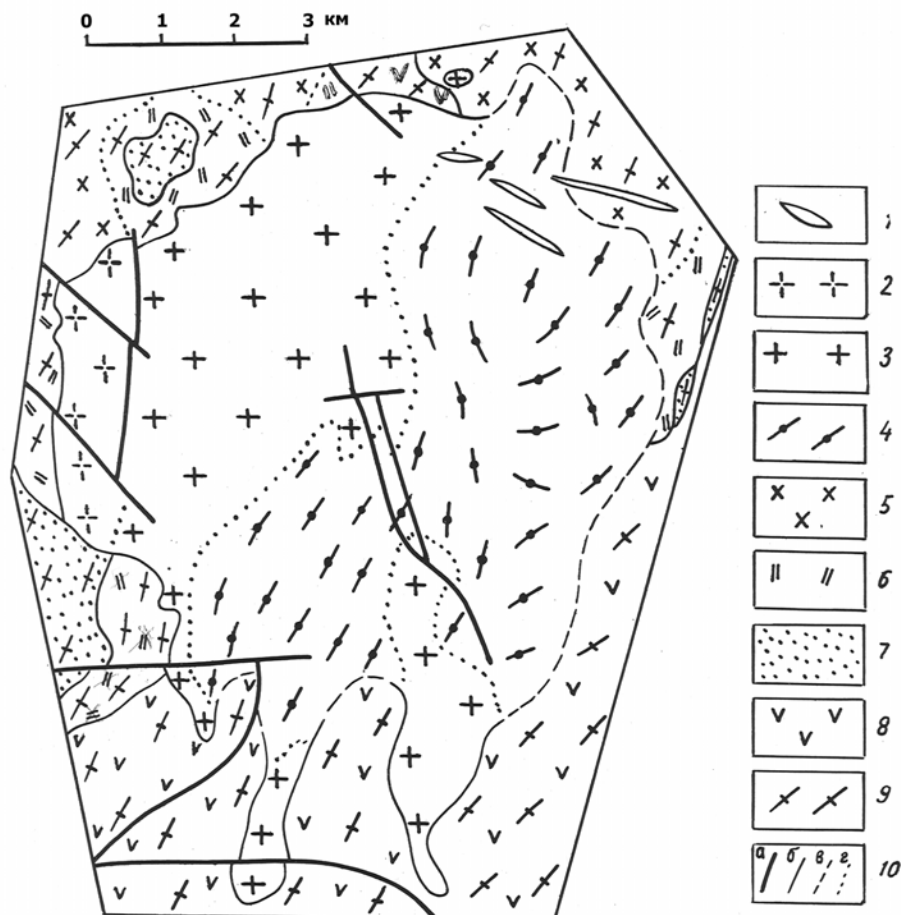


Рис. 4.24. Геологическое строение Правоминского массива даванского комплекса:

1 – дайки основного состава неметаморфизованные; 2-4 – палингенно-метасоматический даванский комплекс: 2 – лейкократовые граниты, 3 – мезократовые граниты, 4 – меланократовые гнейсо-граниты; 5-6 – домугдинский вулканический комплекс, метатрахидациты: 5 – субвулканические, 6 – покровные; 7-8 – куленянский вулканический комплекс: 7 – метапесчаники, туфопесчаники, 8 – метатрахиандезиты; 9 – простирание гнейсо-видности; 10 – границы тектонические (а), геологические (б), метасоматические (в), фациальные (г)

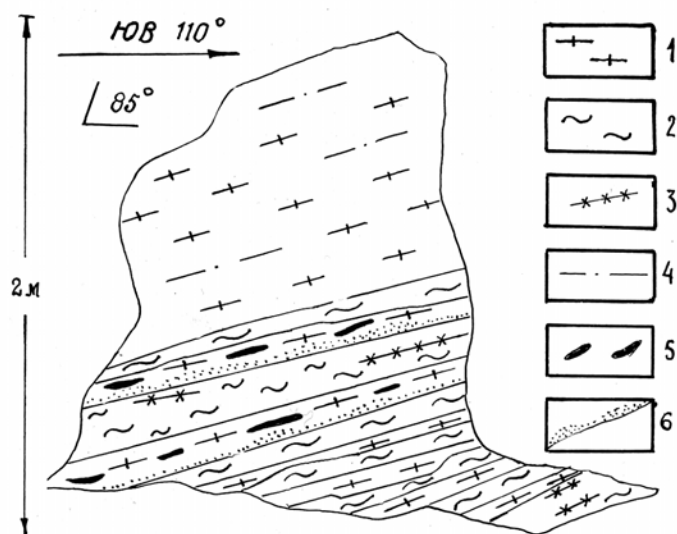


Рис. 4.25. Контакт палингенно-метасоматических гранитоидов даванского комплекса с метатрахиандезитами куленянского комплекса (разрез):

1 – порфириобластовые гнейсо-граниты; 2 – гнейсы по трахиандезитам куленянского комплекса; 3 – прожилки и просечки гранитового материала в ортогнейсах; 4 – нитевидные и линзовидные реститы – реликты ортогнейсов; 5 – скиалиты ортогнейсов в гнейсо-гранитах; 6 – гнейсо-граниты с повышенным содержанием темноцветных минералов

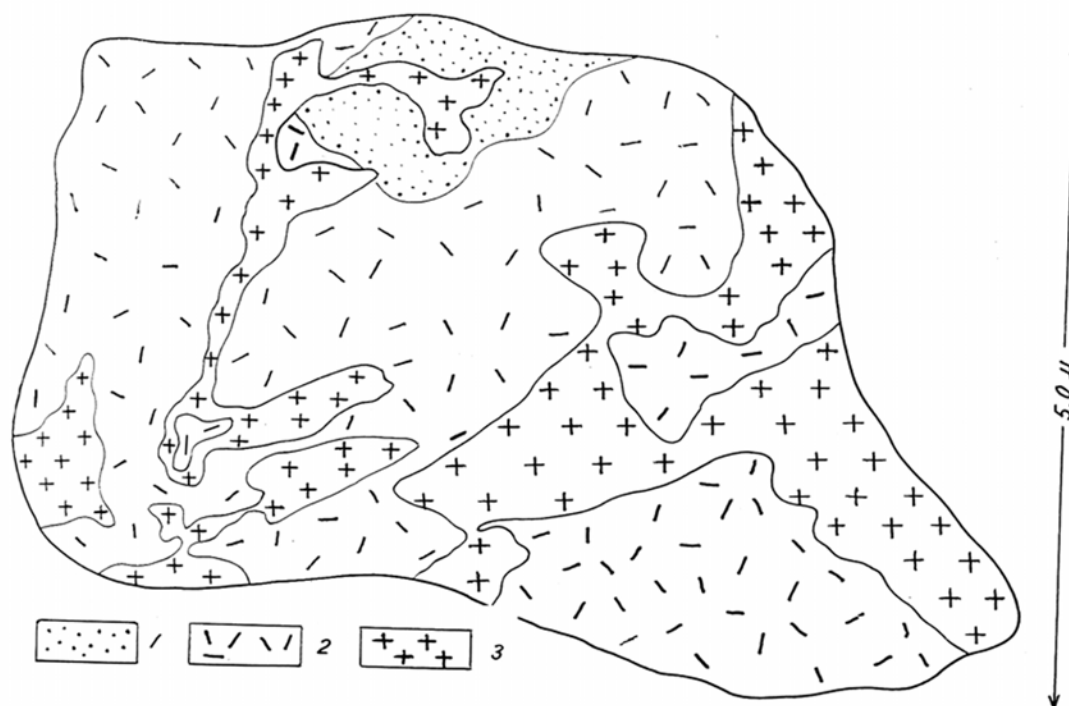


Рис. 4.26. Контакт палингенно-метасоматических лейкогранитов даванского комплекса с метапесчаниками куленьянского и метавулканитами домугдинского комплексов (разрез):

1 – метапесчаники куленьянского комплекса; 2 – субвулканические метатрахидацинты домугдинского комплекса;
3 – палингенно-метасоматические лейкограниты

переходы аркозовых песчаников в лейкограниты: псаммитовые структуры постепенно сменяются гранобластовыми, а затем гранитовыми.

Гранитоиды массива содержат повышенные концентрации магнетита, ортита и флюорита, в связи с чем они характеризуются повышенными значениями магнитного поля и радиоактивности преимущественно ториевой природы.

Таблица 4.9

Петрохимический состав пород Правоминского массива и вмещающих магматических образований, мас. %

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Метатрахиадезиты	16	63.45	0.98	14.62	6.90	1.32	3.23	3.57	4.72
Метатрахидацинты	8	66.15	0.87	14.25	6.00	0.92	2.30	3.31	4.95
Гнейсо-граниты	18	67.98	0.82	13.37	5.60	0.86	2.23	3.03	4.76
Граниты	15	70.21	0.66	13.19	4.45	0.61	1.66	3.10	5.06
Лейкограниты	18	74.64	0.35	12.13	2.74	0.38	0.72	3.17	5.36

Примечание: n – количество анализов

Таким образом, Правоминский массив формировался в основном без существенного перемещения в результате привноса из глубин Земли, главным образом, кремния, в меньшей степени калия. Привносились также торий и фтор. Магнетит, вероятно, выделялся при разложении темноцветных минералов. Состав гранитоидов зависит от состава вмещающих пород, которые подверглись гранитизации. По достижению состава, способного плавиться при данных РТ условиях, возникала магма, которая внедрялась на незначительные расстояния.

Зона влияния Даванского глубинного разлома занимает восточную и южную части пояса, на границе его с Чуйским блоком и распространена на западе до Савкинского глубинным разломом, где ограничена посткембрийским разломом. К востоку от Савкинского разлома выходят породы первого и второго циклов формирования пояса.

Метаморфические изменения в западной части зоны влияния Даванского разлома в породах разных подразделений проявлялись неодинаково. Породы хибеленского и яральского комплексов на

западе практически не претерпели изменений. Лишь в вулканических образованиях хибеленского комплекса произошла девитрификация вулканического стекла.

Более древние породы вблизи Савкинского разлома слабобассланцованы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. К востоку, по мере приближения к Даванскому разлому, в породах всех подразделений постепенно нарастает перекристаллизация с возрастанием зернистости, пропорционально первичным ее размерам, а директивные текстуры становятся все более четкими. Это сопровождалось порфиروبластезом и калишпатизацией плагиоклаза. Хлорит и гидрослюды – продукты метаморфизма зеленосланцевой фации, замещались биотитом и роговой обманкой, вначале актинолитовой, а затем субщелочной. Постепенно становились более четкими директивные текстуры, обусловленные частичной сегрегацией темноцветных минералов в однонаправленные линзы.

По достижении условий эпидот-амфиболитовой фации метаморфические процессы сопровождались метасоматическими изменениями с привнесением Si, в меньшей степени K. Это приводило к росту содержания, главным образом, кварца, в незначительной степени - калишпата и сокращению - темноцветных минералов. Проявлялись метасоматические изменения неравномерно. На петрохимическом составе кислых пород хибеленского и яральского комплексов метасоматические изменения отразились в минимальной степени. Наиболее интенсивно они проявились в породах куленьянского и дельбичиндинского комплексов. То есть состав пород разных комплексов постепенно становился все более однообразным, приближаясь к гранитной эвтектике.

По петрохимическому составу измененные разности отличаются повышенными содержаниями SiO_2 и K_2O и пониженными - других порообразующих окислов (табл. 4.10).

Таблица 4.10

Петрохимический состав гранитизированных пород, мас. %

Местоположение	Породы	Кол. проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Бас. р. Окунайки	Слабогранитизированные трахиадезиты куленьянского комплекса	10	<u>63,92</u> 1,55	<u>0,94</u> 0,13	<u>14,13</u> 0,37	<u>7,02</u> 1,14	<u>1,36</u> 0,60	<u>2,97</u> 0,51	<u>4,14</u> 0,82	<u>4,72</u> 0,36
Там же	Тоже, интенсивно-гранитизированные	24	<u>71,04</u> 0,93	<u>0,35</u> 0,11	<u>13,79</u> 0,77	<u>3,57</u> 0,34	<u>0,37</u> 0,12	<u>1,10</u> 0,33	<u>3,51</u> 0,28	<u>5,73</u> 0,35
Бас. р. Кунермы	Слабогранитизированные кварцевые монцититы дельбичиндинского комплекса	24	<u>64,17</u> 1,74	<u>0,82</u> 0,17	<u>14,99</u> 0,47	<u>6,60</u> 0,76	<u>0,84</u> 0,20	<u>2,96</u> 0,50	<u>3,52</u> 0,29	<u>4,91</u> 0,36
Перевал Даван	Тоже, интенсивно-гранитизированные	21	<u>67,29</u> 1,74	<u>0,61</u> 0,26	<u>13,70</u> 0,79	<u>5,70</u> 1,53	<u>0,71</u> 0,29	<u>1,79</u> 0,72	<u>3,46</u> 0,42	<u>5,37</u> 0,42
Там же	Гранито-гнейсы	25	<u>68,85</u> 2,98	<u>0,48</u> 0,17	<u>13,94</u> 0,93	<u>5,04</u> 1,05	<u>0,42</u> 0,23	<u>1,73</u> 0,54	<u>3,58</u> 0,31	<u>5,62</u> 0,40

Процессы изменения минералогического состава и структурно-текстурных характеристик пород изучался нами в районе водораздела рек Ярала и Нижней Ирели с Кунермой и Слюдянкой. Вначале происходил рост содержания кварца в основной массе пород. Вытесняемый полевошпатовый материал нарастал здесь же на фенокристаллы с образованием крупных (до 2-3 см) бластопорфировых кристаллов. Содержание темноцветных минералов уменьшалось за счет разбавления вещества пород лейкократовым материалом. При дальнейшем росте содержания кварца мелкозернистый агрегат основной массы корродировал возникшие бластопорфировые выделения, превращая породы в равномернозернистые гранито-гнейсы. Они постепенно становились все более лейкократовыми. По достижении состава, способного плавиться при данных Р-Т условиях, формировались тела палингено-метасоматических гранитоидов даванского комплекса.

В вершине р. Голубичной, левого притока р. Слюдянки наблюдаются постепенные переходы от порфиروبластовых ортогнейсов по породам пояса в лейкократовые палингено-метасоматические граниты. Здесь в нижней части скалистой стенки кара обнажаются порфиروبластовые ортогнейсы, переходящие на расстоянии первых метров в массивные лейкограниты. Вверху стенки кара (превышение около 100 м) между порфиروبластовыми ортогнейсами и лейкогранитами контакты уже резкие, апофизные, без видимых около контактовых изменений.

В районе водораздела правого притока р. Слюдинки и р. Рели можно наблюдать постепенные переходы кварцево-полевошпатовых песчаников в гранитоподобные породы без существенного изменения состава. Псаммитовые структуры в песчаниках постепенно переходят в гранобластовые, а затем гранитные. Эти участки в некоторых случаях окружены оторочками биотититов мощностью до 10 см. Контакты их с гранитоподобными разностями резкие, а с метаосадочными – постепенные. Образовались они в результате отгонки темноцветных компонентов к периферии участков гранитообразования.

Гранитизирующие растворы по зонам разломов северо-западного простирания, оперяющих Даванский глубинный разлом, проникали в менее метаморфизованные образования. В результате в западной части зоны влияния Даванского разлома среди относительно слабо измененных пород возникли тела палингенных и метасоматических гранитоидов типа даек и штоков. Дайкоподобные тела вытянуты в северо-западном направлении. Мощность их колеблется от первых сантиметров до 200 м, прослеживаются до нескольких километров. Штоки приурочены к участкам пересечения разломов разного направления. Площадь их выхода редко превышают 1 км². Эти тела сложены средне- и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами с аллотриоморфнозернистой, иногда бластопорфировой структурой, массивной или гнейсовидной текстурой. Они состоят из микроклина, кварца и альбита с редкими чешуйками биотита. Аксессуары представлены цирконом, рудным минералом, ортитом, монацитом и ксенотимом. Гранитоиды с бластопорфировой структурой содержат больше биотита и меньше – кварца, чем равномернозернистые. Дайки и штоки образуют сближенные рои и, как правило, насыщены в разной степени гранитизированными скиалитами вмещающих пород с линзами и жилами лейкократового материала. При геологосъемочных работах на геологических картах выделялись как самостоятельные тела гранитоидов даванского комплекса, если площадь тел гранитоидов превышала 50 %.

Блоки, сложенные образованиями первого цикла формирования пояса (Великандинский, Большеминский, Окунайский) в период метаморфических изменений располагались, по-видимому, на более высоких гипсометрических уровнях. Поэтому слагающие их породы подверглись менее интенсивным метаморфическим изменениям, на превышающим в основном условий эпидот-амфиболитовой фации. Палингенно-метасоматические процессы по оперяющим разломам Даванского глубинного разлома распространялись также и в пределы этих блоков. Наиболее крупный массив палингенно-метасоматических гранитоидов даванского комплекса наблюдается в северной части Большеминского блока (см. рис. 4.4). Здесь по породам блока образовались порфиробластовые гнейсо-граниты, переходящие участками в массивные разности. Среди гнейсо-гранитов широко распространены реликты образований большеминского и кутимского комплексов. В центральных частях крупных участков реликтовых образований породы сохранили свой состав и структурно-текстурные особенности. К их периферии породы приобретают более лейкократовый состав (подвергались гранитизации), появляются жилы, прожилки, линзы и неправильной формы выделения лейкогранитового состава с гранобластовой структурой. По мере нарастания гранитизации породы постепенно переходят в порфиробластовые гнейсо-граниты с многочисленными реститами. Часто от реститов остаются только участки, обогащенные темноцветными минералами, похожие на шпильки. Вблизи реститов гнейсо-граниты имеют линзовидно-полосчатую текстуру и мелкозернистое строение, на удалении от них приобретают линзовидно-очковую текстуру и среднезернистое строение. С удалением от выходов пород субстрата гнейсо-граниты постепенно сменяются массивными разностями, объем реститов сокращается. Среди них выделяют разности с порфиробластами полевых шпатов размером до 1 см и мегабластами – с размером кристаллов полевых шпатов от 1 до 5 см.

В бассейнах рек Мини и Кутимы среди метаморфизованных пород и палингенно-метасоматических гнейсо-гранитов широкое распространение получили специфические светло-розовые до красных мелкозернистые лейкограниты (см. далее рис. 4.40). Они слагают тела, вытянутые в северо-восточном направлении, шириной до первых километров и протяженностью до 10 км. Контакты их с вмещающими породами относительно резкие, но без видимых экзо- и эндоконтактовых изменений. Полевой шпат в них представлен исключительно микроклином, темноцветные минералы – редкими чешуйками биотита. Отличаются они высокими равномерно распределенными содержаниями флюорита, касситерита, тантало-ниобатов, торита, редкоземельных минералов и фоновой радиоактивностью 100-150 мкР/час с резким преобладанием тория над ураном. В связи с этим в них определяются повышенные содержания олова, ниобия, редких земель, тория. Содержания полезных компонентов не достигают промышленно интересных концентраций, но при их эрозии возникли относительно богатые россыпи касситерита, тантало-ниобатов и редкоземельных минералов. Образо-

вание этих гранитоидов произошло, по-видимому, в заключительный период развития палингенно-метасоматических процессов.

Восточная граница Даванской зоны не всегда определенная. Метаморфические изменения в ее пределах и в Чуйском геоблоке сходные. По данным Б.К. Хрусталева, в этом геоблоке присутствуют палингенные гранитоиды, близкие по возрасту, составу и условиям образования к гранитоидам в пределах зоны Даванского разлома. Их аналоги присутствуют также в Абчадском массиве, расположенном вблизи зоны Абчадского разлома – восточной границы Чуйского блока. По-видимому, центром проявления метаморфических и палингенно-метасоматических процессов служил Чуйский блок, а зоны Даванского и Абчадского глубинных разломов ограничивали основные поля их распространения.

В северной части пояса полоса зоны влияния Даванского глубинного разлома постепенно сокращается и слабоизмененные образования пояса контактируют непосредственно с породами Чуйского блока. К югу также наблюдается сокращение зоны влияния этого разлома. В районе Котельниково мыса на Байкале она срезается молодым разломом, к которому приурочена береговая линия озера.

Таким образом, второй цикл формирования пояса завершился интенсивными метаморфогенно-метасоматическими и палингенными процессами, которые контролировались Савкинским и, главным образом, Даванским глубинными разломами. В зонах этих разломов метаморфизм достигал условий амфиболитовой фации, сопровождался щелочно-кремнистым метасоматозом и палингенным гранитообразованием. По мере удаления от них к западу интенсивность изменений уменьшалась. По распределению метаморфогенно-метасоматических изменений можно предполагать, что вдоль Савкинского и Даванского глубинных разломов к поверхности шел поток флюидов, кремнезема и калия, а в завершающий период совместно с ними редких металлов. В породах, достаточно прогретых, он приводил к повышению лейкократовости пород с приближением их состава к составу гранитной эктектики. Многочисленные жилы безрудного высокотемпературного кварца, распространенные в слабо метаморфизованных образованиях, возможно, также являются результатом проявления этих процессов.

4.3.6. СТРОЕНИЕ ЗОНЫ ДАВАНСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА МЕЖДУРЕЧЬЯ МИНИ И СЛЮДЯНКИ

В зоне Даванского разлома междуречья Мини и Слюдянки выделяется два этапа метаморфических и палингенно-метасоматических процессов [1974, 1975, 1988]. В первый этап подверглись метаморфизму до амфиболитовой фации породы пояса преимущественно среднего состава. В этих условиях сформировались широко распространенные палингенные аляскитовые граниты, которые выделяются в даванский комплекс (рис. 4.27). Среди них распространены ксенолиты и скиалиты метаморфизованных и в разной степени метасоматически измененных пород пояса среднего, реже основного составов. На контактах с вмещающими образованиями возникли породы состава граносиенитов. Состав пород комплекса, в следствие, главным образом, ассимиляции разных по составу пород неоднороден.

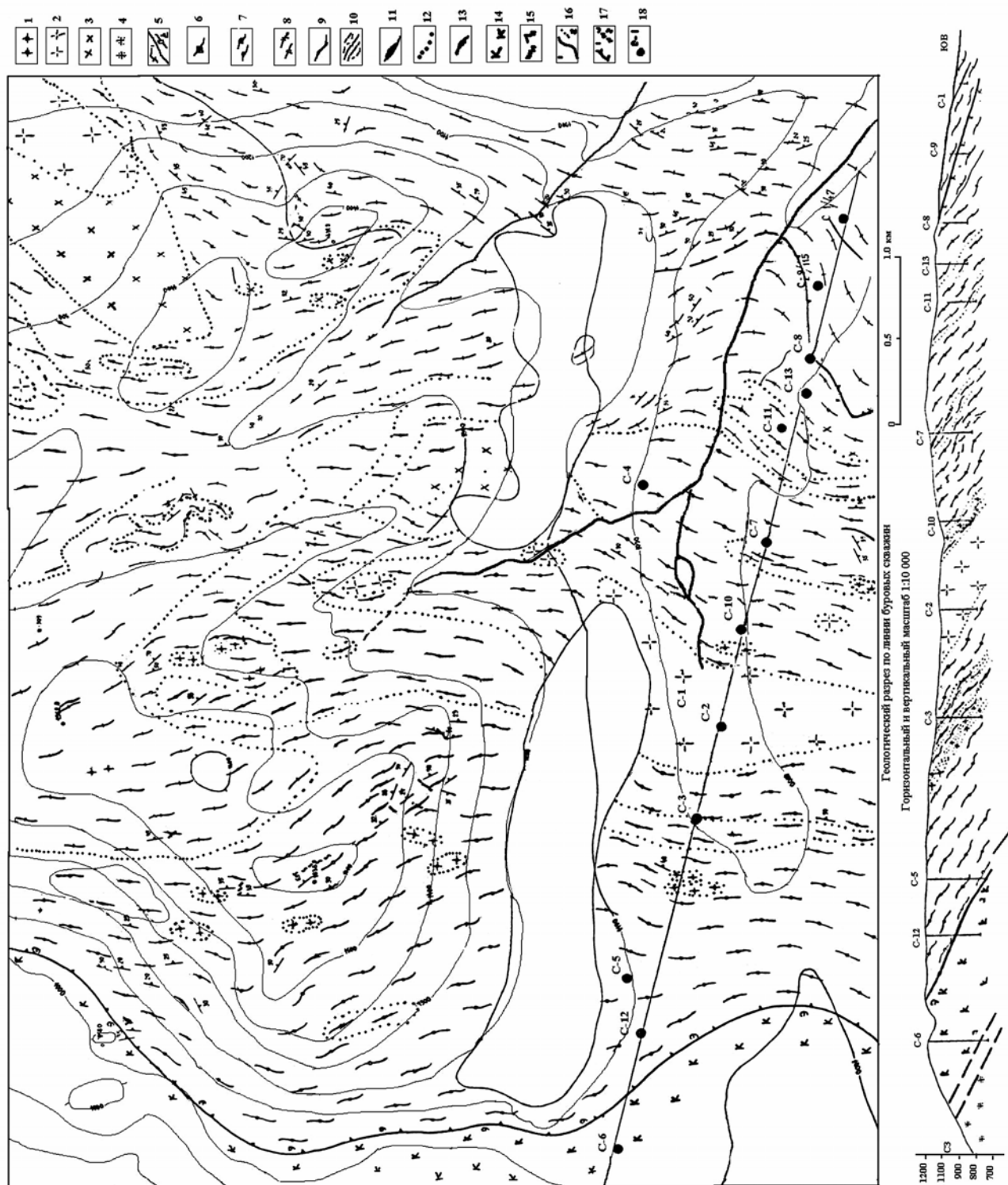
На образования первого этапа наложены метаморфические и палингенно-метасоматические процессы второго этапа. Они наблюдаются только в пределах зоны Даванского разлома и выражены в развитии грубоочковых и тонкополосчатых бластотектонитов, а также реоморфических лейкогранитов и редкометальных метасоматитов, не затронутых метаморфическими процессами. Лейкограниты выделяются нами в бирский комплекс. Редкометальные метасоматические образования формировались в постгранитизационный этап в условиях понижающейся температуры и щелочности растворов [Собаченко, 1975].

Породы субстрата. Первичный состав пород субстрата был осадочно-магматическим. В западной части зоны они близки к породам куленьянского и дельбичиндинского комплексов. На востоке в реликтах устанавливаются осадочные и магматические образования, близкие к породам маломинской толще. Реликты магматических пород здесь имеют как средний, так и основной составы. В результате метаморфизма они перекристаллизованы и превращены в гнейсы, кристаллосланцы и амфиболиты.

Среди реликтовых пород массивные разности встречаются редко. Как правило, они имеют директивные текстуры и в разной степени перекристаллизованы. В породах присутствуют вкрапленники эпидотизированного андезина, которые располагаются в мелкозернистой гранобластовой массе, состоящей из олигоклаза, микроклина, кварца, роговой обманки, биотита, акцессорных минералов. Количественный минеральный состав этих пород приведен в табл. 4.11. Вкрапленники андезина составляют приблизительно 10-15 % от массы породы. Структура породы бластопорфировая, основной

Рис. 4.27. Геологическое строение зоны Даванского глубинного разлома в районе перевала Даван:

1-2 – даванский комплекс: 1 – аляскиновые граниты, 2 – граносиениты; 3-4 – метатрахандезиты – метамониты куленянского вулканического (3) и дельбичиндинского интрузивного (4) комплексов; 5-8 – блас-тотектониты: 5 – тонкополосчатые (1) и мелкоочковые (2), 6 – грубополосчатые, 7 – то же с мелкими скиалитами трахандезитов, 8 – грубоочковыми; 9 – кварцевые жилы; 10 – альбит-слюдисто-кварцевые диафториты; 11 – биотит-кварц-полевошпатовые метасоматиты; 12 – альмандин-эпидот-кварц-альбитизированные габброиды; 13 – альбит-кварц-амазонитовые жилы с биотитом и альмандином; 14 – катаклазиты; 15 – крупные скиалиты трахандезитов; 16 – резкие контакты (1) и пологие (2) и крутопадающие (3) разломы; 18 – буровые скважины



массы – гранобластовая, иногда лепидогранобластовая. Присутствие реликтовых вкрапленников андезина в этих породах свидетельствует об их первичной магматической природе. Характеристика породообразующих минералов приведена в табл. 4.12.

Таблица 4.11

Количественный минеральный состав пород Даванской зоны, %

Порода	№ обр.	Микро- клин	Плагин- клаз	Кварц	Биотит	Амфи- бол	Акцес- сории
Аляскитовые граниты	3/1748	33	29	32	4	1	1
	3/1753	32	33	33	1	-	1
	40д	43	20	34	3	-	1
	41д	37	22	34	6	-	1
Граносиениты	2/44	44	37	12	4	-	3
	2/101	46	28	19	1	6	1
Метаандезиты	13/26	36	23	21	6	12	2
	13/347	35	35	10	10	8	1
	13/600	30	40	10	10	10	1
	12с	40	9	27	16	4	4

Таблица 4.12

Характеристика породообразующих минералов реликтов магматитов среднего состава.

Минерал	Форма и размер зерен, мм	Оптические свойства
Микроклин	Ксенокристаллы слабовытянутые и изометричные от 0,1 x 0,3 до 0,5 x 0,6	
Плагинклаз 1	Округлые вкрапленники	№ 30
Плагинклаз 2	Слабоокруглая или таблитчатая до 0,3 x 0,6	№ 20, простые двойники
Кварц	Ксеноморфные и округлые от 0,05 x 0,05 до 0,1 x 0,6	
Лепидомелан	Слабокорродированные от 0,05 x 0,2 до 0,1 x 0,7	Ng – темно-коричневый, Nm – темно-коричневый, Np – коричневатого-желтый
Гастингсит	Вытянутые корродированные от 0,05 x 0,25 до 0,1 x 0,5	C : Ng = 38°

В краевых частях крупных реликтовых тел появляются порфириобласты микроклина, а основная масса становится более лейкократовой и породы приобретают граносиенитовый состав и облик с большим количеством мелких реликтов вмещающих пород, часто в виде участков (шлиров), лишь обогащенных меланократовым материалом.

Граносиениты – в большинстве неравномерно среднезернистые порфириовидные биотит-амфиболовые породы (см. табл. 4.11), которые часто содержат мелкие (от первых до десятков см.), реже крупные (до 10 м) ксенолиты и скиалиты гнейсов, кристаллосланцев и полосчатых амфиболитов. В восточной части Даванской зоны, в бассейне р. Неручанды граносиениты имеют, как правило, более четкие контакты с породами субстрата, чем в западной. Для граносиенитов характерно неравномерное распределение темноцветных минералов. Микроструктура гипидиоморфная, неотчетливо порфириовидная. Пороодообразующие минералы граносиенитов представлены микроклином, плагинклазом, кварцем, гастингситом и пироксеном. Характеристика породообразующих минералов приведена в табл. 4.13. Микроклин присутствует в двух генерациях. Первая генерация представлена овоидными порфириобластами, вторая – мелкими зернами в основной массе. Вкрапленники микроклина в центральной части нередко содержат реликты волнисто погасающего несдвойникового плагинклаза, а также грубоволнистые пертиты замещения. Для темноцветных минералов характерны реакционные взаимоотношения. Ксеноморфные кристаллы гастингсита иногда содержат реликты диопсида. Пироксен присутствует чаще в граносиенитах, содержащих ксенолиты пород среднего и основного составов. По периферии кристаллов гастингсита иногда развиты мелкие чешуйки лепидомелана. К участкам скопления темноцветных минералов приурочены акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит, иногда ортит.

Таблица 4.13

Характеристика породообразующих минералов среднезернистых граносиенитов

Минерал	Форма и размеры, мм	Оптические свойства
Микроклин 1	Овоиды от 7 х 8 до 15 х 20	Нерешетчатый
Микроклин 2	Зерна от 0,1 до 1,0	Решетчатый
Плагноклаз	Корродированные зерна от 0,1 х 0,1 до 0,3-0,4	№ 30, $2V = 80^0$, иногда двойники по альбитовому или альбит-карлсбадскому закону
Кварц	Зерна 0,1-0,5 х 0,5	Слабоволнистое погасание
Биотит	Оторочки вокруг кристаллов гастингсита	Ng – темно-коричневый, Nm – коричневый, Np – коричневатозеленый
Гастингсит	Скопления до 2,5 х 2,5	C : Ng = 34-36 ⁰ , $2V = +46-48^0$, Ng – бледно-зеленый, Np – желтовато-зеленый
Диопсид	Корродированные сетчатые	C : Ng = 35-38 ⁰ , $2V = 60-64^0$

В восточной части зоны среди среднезернистых граносиенитов появляются мелкозернистые разности более основного состава. Характеристика породообразующих минералов приведена в табл. 4.14. В отличие от среднезернистых граносиенитов, в них присутствуют две генерации плагноклаза. Первая генерация представлена мелкими зернами в основной массе и имеет более основной состав, вторая – крупными вкрапленниками более кислого состава. В мелкозернистых разностях содержится больше пироксена, который представлен авгитом. Он также замещается по периферии амфиболом.

Таблица 4.14

Характеристика породообразующих минералов мелкозернистых граносиенитов

Минерал	Форма и размер, мм	Оптические свойства
Микроклин	Ксенокристаллы до 2,5 х 3	
Плагноклаз 1		№ 32-35
Плагноклаз 2	Вкрапленники от 2 х 4 до 3 х 4	№ 20-25, полисинтетические двойники
Кварц	Зерна до 2 х 3	Волнистое погасание
Биотит	Пластинчатые кристаллы до 0,2-0,5	
Гастингсит		C : Ng = 22-25 ⁰ , Ng – темнозеленый, Nm – желтовато-зеленый, Np – желтый
Пироксен		Авгит

Взаимоотношения между аляскистыми гранитами и граносиенитами долгое время оставались не совсем ясными. Как правило, эти породы образуют сближенные или перемежающиеся тела. Нами установлено, что в строении Даванской зоны, значительная роль принадлежит палингенным аляскитовым магмам, которые при замещении метаморфизованных осадочных и магматических пород образовали породы состава граносиенитов. Между аляскистыми гранитами и граносиенитами наблюдаются постепенные переходы, которые характеризуются постепенными изменениями химического состава пород [Собаченко, 1975].

Аляскитовые граниты - неравномернозернистые, иногда порфиробластовые породы, часто с гранулированным дымчатым кварцем. Микроструктура их графическая, участками пойкилитовая, гранобластовая, порфиробластовая. Порфиробласты представлены микроклин-пертитом и кварцем. Последние достигают размеров 3-4 мм. Породы характеризуются выдержанным минеральным составом. Главные породообразующие минералы представлены микроклином, кислым плагноклазом, кварцем; второстепенные – биотитом и гастингситом. Их характеристика приведена в табл. 4.15. Среди аксессуарных минералов в аляскитовых гранитах наблюдаются (г/т): магнетит (до 6000-10000), циртолит (до 750), циркон (до 30), флюорит (до 200-6000), сфен (до 180), ортит (до 190), ильменит (до 300), иногда в редких знака присутствуют фергусонит, гельвин-даналит, гадолинит, торит.

Автоматоматические процессы в аляскитовых гранитах проявлены слабо и выражены в альбитизации. Причем более отчетливо они выражены на высоких гипсометрических уровнях. В альбитизированных разностях иногда присутствуют единичные зерна гельвин-даналита. Графические структуры в гранитах на высоких гипсометрических уровнях устанавливаются реже, чем в глубоких эрозионных врезках. Кроме графических и субграфических вrostков, на высоких гипсометрических уровнях присутствует кварц в виде гранул размером до 2-4 мм с волнистым погасанием.

Среди бластотектонитов выделяются две разновидности: первая – тонкополосчатые и мелкоочковые бластотектониты (гранито-гнейсы), которые образовались преимущественно по аляскитовым гранитам (рис. 4.28), вторая – грубоочковые бластотектониты (гнейсы), образовавшиеся по породам

субстрата. Они в разной степени подверглись метасоматической переработке и обычно перемежаются между собой. Контакты между ними четкие, но нерезкие.

Таблица 4.15

Характеристика породообразующих минералов аляскитовых гранитов

Минерал	Форма и размеры, мм	Оптические свойства
Микроклин	Ксенокристаллы от 1,5 x 1,7 до 4 x 4,5	Тонколинзовидные, веретенообразные пертиты распада, реже замещения
Плагиоклаз	Призматическая до 0,5 x 0,7	Альбит-лигноклаз с полисинтетическими двойниками
Кварц	Округлые порфириобласты от 1,4 x 1,4 до 3 x 3,2, в агрегатах – 0,2 x 0,5	Слабый катаклиз, волнистое погасание
Биотит	Призматические и корродированные кристаллы 0,1 x 0,6, в агрегатах до 2 x 2	Ng – темно-коричневый, Nm – темно-коричневый, Np – зеленовато-желтый
Гастингсит	Корродированные кристаллы 0,1 x 0,3	C : Ng = 18-24°, 2V = 70-72°

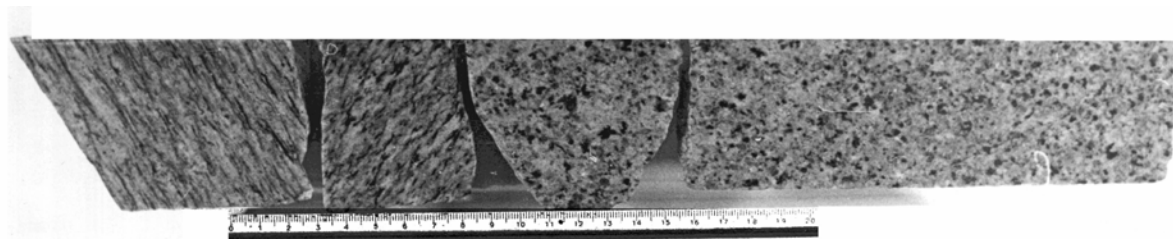


Рис. 4.28. Бластотектониты (слева), образовавшиеся по аляскитовым гранитам даванского комплекса (справа)

Тонкополосчатые и мелкоочковые бластотектониты (гранито-гнейсы) занимают 40-50 % площади Даванской зоны. Они образуют зоны, пластообразные тела и линзы мощностью от первых десятков сантиметров до 15-20 и более метров, которые прослеживаются на расстоянии от сотен метров до первых километров. Этот тип бластотектонитов характеризуется тонкополосчатой, реже неясномелкоочковой текстурой, гранобластовой, нематобластовой, реже лепидогранобластовой микро-структурами. Текстурные особенности этих пород определяются как строением исходных пород, так и особенно интенсивностью проявления динамотермального метаморфизма. Иногда сохраняются реликты вкрапленников микроклина, реже плагиоклаза. Главными породообразующими минералами являются решетчатый микроклин, реже микроклин-пертит, альбит-олигоклаз, кварц; второстепенные минералы - биотит, реже амфибол (табл. 4.16).

Таблица 4.16

Минеральный состав тонкополосчатых и мелкоочковых гранито-гнейсов, %

№ проб	Калиевый полевой шпат	Кварц	Альбит-олигоклаз	Биотит	Амфибол	Акцессорные минералы	Флюорит
3/966	47	36	13	1		4	
3/1280	52	32	10	2	1	3	
3/1320	40	40	13	3		4	
23с	40	41	13	1		3	2
K16/30	42	39	15	1		3	
24с	30	42	21	1		1	2
1к	36	25	32	4	1	2	
16к	32	22	28	9	6	3	
19к	41	31	23	1		4	
K8/1	37	35	25	1		1	
K8/4	52	25	16	4		3	
K2/56							
86-96	40	35-40	15-20	2-3	1-2	1	

Примечания: тонкополосчатые гранито-гнейсы - 3/966-19к; мелкоочковые гранито-гнейсы – K8/1 – 106

Гранито-гнейсы, по сравнению с грубоочковыми бластотектонитами, более обогащены кварцем и обеднены темноцветными минералами, причем в первых реже присутствует роговая обманка. Характеристика их породообразующих минералов приведена в таблице 4.17.

Таблица 4.17

Характеристика породообразующих минералов тонкополосчатых гранито-гнейсов

Минерал	Форма и размер зерен, мм	Оптические свойства
Микроклин	Ксеноморфные кристаллы от 0,1 x 0,2 до 0,5 x 0,7	Решетчатый
Плагноклаз	Корродированные таблитчатые кристаллы от 0,1 x 0,2 до 0,15 x 0,3	№ 10-12, полисинтетические реже простые двойники
Кварц	Ксенокристаллы 0,1 x 0,2	Волнистое, реже мозаичное погасание
Лепидомелан	Корродированные пластинки до 0,1 x 0,6	Ng – темно-коричневый, Nm – коричневый, Np – коричнево-зеленый
Гастингсит	Корродированные кристаллы	C : Ng = 24-27 ⁰ , Ng – темно-зеленый, Nm – желтовато-зеленый, Np – бледно-зеленый

Состав аксессуарных минералов (г/т): магнетит – 700-10000; радиоактивный циркон – 100-500; циркон – 10-100; ильменит – до 450; сфен – 10-400; флюорит – до 800; ортит – до 30; гелвин-даналит – до 20; фергусонит – до 6; в редких знаках присутствуют касситерит, гадолинит, торит, монацит, апатит.

Грубоочковые бластотектониты часто имеют состав граносиенитов. Состоят они из микроклина – 44 %, плагноклаза – 25 %, кварца – 19 %, роговой обманки – 6 %, биотита – 3 %, сфена и рудного минерала – 3 %. Очковые выделения в породах размером до 1-2 см представлены микроклинпертитом. В процессе интенсивного расщепления с перекристаллизацией наблюдается «растаскивание» очков микроклина, в результате чего порода приобретает очково-полосчатую текстуру. В основной массе микроклин присутствует в виде мелких зерен решетчатой разновидности. Аксессуарные минералы представлены (г/т): радиоактивным цирконом – до 500, флюоритом – до 400, в редких знаках установлены ортит, магнетит, ильменит. Характеристика породообразующих минералов приведена в табл. 4.18. Среди грубоочковых бластотектонитов очень часто скиалиты пород среднего состава, размер которых достигает 10-20 см, редко больше.

Таблица 4.18

Характеристика породообразующих минералов грубоочковых бластомилонитов

Минералы	Форма и размер кристаллов, мм	Оптические свойства
Микроклин-пертит	Овоиды до 10 x 8 – 10 x 15	Иногда с включениями плагноклаза
Решетчатый микроклин	Ксеноморфные кристаллы от 0,2 x 0,2 до 1,8 x 1,8	
Плагноклаз	Корродированные кристаллы от 0,1 x 0,2 до 0,8 x 1,7	№ 10-12, полисинтетические двойники
Кварц	Изометричные зерна от 0,1 x 0,2 до 0,3 x 0,5	Волнистое погасание
Лепидомелан	Корродированные листочки от 0,1 x 0,7 до 0,8 x 0,9	
Гастингсит	Ксеноморфные кристаллы от 0,1 x 0,3 до 0,6 x 0,8, скопление кристаллов до 1 x 4	C : Ng = 24-26 ⁰

Лейкограниты бирского комплекса развиты в наиболее эродированной части зоны смятия, на участках интенсивного проявления динамотермального метаморфизма и реоморфизма в условиях амфиболитовой фации при интенсивном сжатии. Пластообразные тела и сближенные жилы (макромигматиты) лейкогранитов часто развиты в грубоочковых и очково-полосчатых бластотектонитах, в которых проявлена макро- и микроскладчатость и текстуры вязкого течения (рис. 4.29).

Наблюдаются как согласные, подчиненные складчатости жилообразные тела и линзы, так и тела, секущие директивные текстуры. Иногда разные взаимоотношения лейкогранитов и бластотектонитов можно наблюдать даже на участках размером около 0,5 x 0,5 м. Кое-где в экзоконтактах тел лейкогранитов в бластотектонитах наблюдаются участки, обогащенные амфиболом и сфеном. В восточной части зоны Даванского разлома, на участках наиболее интенсивного развития тел лейкогранитов (истоки р. Биры), в мезократовых амфибол-биотитовых бластотектонитах наблюдались агматиты с лейкосомой состава лейкогранитов (рис. 4.30).



Рис. 4.29. Контакт лейкогранитов бирского комплекса (внизу) с грубоочковыми бластотектонитами



Рис. 4.30. Агматиты с лейкосомой лейкогранитов (светлое) в мезократовых бластотектонитах

В отличие от бластотектонитов с четко выраженными директивными текстурами, развитые в них тела лейкогранитов, включая маломощные жилы, имеют массивные текстуры. Лишь иногда в эндоконтактных зонах относительно крупных тел лейкогранитов наблюдается унаследованная от пород субстрата ориентировка темноцветных минералов. Это свидетельствует о том, что метасоматически измененные бластотектониты при образовании лейкогранитов проходили стадию плавления, иногда, возможно, неполного.

Лейкограниты имеют мелко-среднезернистое строение, состоят из плагиоклаза, микроклина и кварца примерно в равных соотношениях и содержат редкие чешуйки биотита. Микроструктуры их нечетливо порфиробластовые, иногда нечетливо гипидиоморфнозернистые с некоторым идиоморфизмом плагиоклазов по отношению к микроклину и кварцу. Широко распространены микроактастические структуры. Редко в лейкогранитах присутствуют крупные (до 5,5 x 7 см) таблитчатые порфиробласты микроклина, а также округлые выделения (1,5 см) серого кварца. Иногда в относительно крупных телах лейкогранитов наблюдаются шпирообразные обособления кварц-альбит-амазонитового состава (истоки р. Биры). По скандиевому геотермометру Офтедаля [Ингерсон, 1958] и амфибол-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука [1970] температура формирования гранито-гнейсов и бластотектонитов определяется соответственно в 520-550 ° и 540-570° С, что отвечает амфиболитовой фации метаморфизма [Винклер, 1960].

Широкое развитие в метаморфических и палингенных породах Даванской зоны минералов с повышенной железиистостью (гастингсита, лепидомелана), обилие магнетита, повышенное содержание калиевых полевых шпатов, слабое развитие мусковитизации свидетельствуют о близости этих комплексов к гранито-гнейсовым формациям повышенной щелочности.

С лейкогранитами часто пространственно совмещены жилы кварц-альбит-амазонитового состава, мощность которых варьирует от первых десятков сантиметров до 1-2 м, реже более (рис. 4.31). Они обычно имеют зональное строение: в зальбандах породы аплитовидные и мелкозернистые, в центральных частях – крупнозернистые и пегматоидные. Иногда кварцево-полевошпатовые жилы секут тела аплитов (рис. 4.32). Эти наблюдения свидетельствуют о генетическом родстве лейкогранитов и кварц-альбит-амазонитовых жил. Последние сформировались на регрессивном этапе метасоматических процессов.



Рис. 4.31. Сближенные жилы лейкогранитов бирского комплекса (внизу) и кварцево-полевошпатового состава

Редкометальные метасоматиты широко проявлены в пределах СБВП (рудопрооявления Поперечное, Верхняя Бира, Даванское, Грамнинское, Каровое, Рельское, Слюдянское, Западное, Яральское и другие). Они сформировались после процессов гранитообразования на регрессивном этапе в зонах рассланцевания в разнородных породах в результате проявления процессов метасоматоза повышенной щелочности, грейзенизации и диафтореза. С ними связана бериллиевая, тантало-ниобиевая, оловянная, редкоземельная, вольфрамовая минерализация. Наиболее значительные из них располагаются в Даванской зоне смятия. В зоне Абчадского разлома в образованиях, “промежуточных между пегматитами и пневматолито-гидротермалитами” [Мануйлова и др., 1964 и др.], и в скарнах также установлена акцессорная бериллиевая, тантало-ниобиевая, вольфрамовая минерализация.

Метасоматические тела с редкометальной минерализацией нередко пространственно тяготеют к контактам разнородных по составу и физико-механическим свойствам пород,

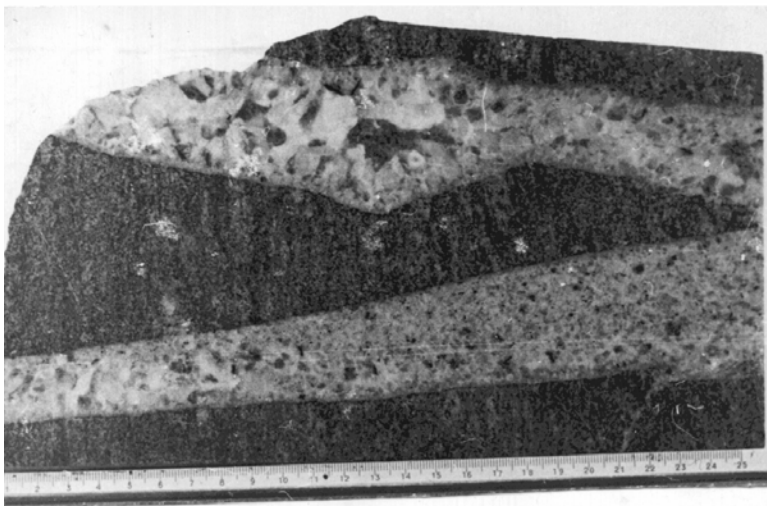


Рис. 4.32. Кварцево-полевошпатовая жила, пересекающая жилу аплитов в лейкогранитах бирского комплекса

особенно бластотектонитов и частично перекристаллизованных метавулканитов. Они обычно располагаются согласно полосчатости и гнейсовидности пород субстрата и образуют с ними постепенные переходы, реже четкие контакты. Тела метасоматитов, как правило, имеют северо-восточное простирание ($10-30^\circ$) с падением на юго-восток под углами

$30-50^\circ$. Мощность их варьирует от первых десятков сантиметров, до 7-10 м, редко более. Прослеживаются они по простиранию от первых десятков до 150-200 метров. На отдельных участках такие тела сближены между собой, располагаются кулисообразно и образуют более или менее четко выраженные линейные зоны. Стадийность гидротермально-метасоматического процесса и типы метасоматитов, развитых в пределах рассматриваемой части Даванской зоны смятия, показаны в табл. 4.19. Развивались они в условиях понижающейся температуры и ассоциируют с диафторитами. Температурные условия образования отдельных типов метасоматитов и диафторитов ориентировочно определены по минеральным парагенезисам с привлечением литературных данных об условиях образования близких по составу метасоматитов в других регионах.

Размещение выделенных типов метасоматитов в Даванской зоне смятия контролируется структурными факторами и в известной мере определяется удаленностью от областей проявления процессов повторной гранитизации. В наибольшей близости к выходам лейкогранитов развиты альбит-биотит-альмандин-кварц-амазонитовые жилы. Некоторые из этих жил располагаются непосредственно в зоне экзоконтакта тел лейкократовых мелкозернистых гранитов (истоки р. Голубичной). Гроссуляр-эпидот-кварц-альбитовые метасоматиты наиболее широко развиты в западной части Даванской зоны смятия вблизи шва Кунерминского надвига. Пространственное их положение определяется зонами повышенной трещиноватости в породах автохтона.

В центральной, реже в восточной частях Даванской зоны смятия обычно на расстоянии не ближе 3-5 км от участков интенсивного проявления повторной гранитизации развиты тела лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновых (с амазонитом) метасоматитов. Вблизи тел габброидов они обогащены магнетитом.

Грейзены с протолитионитом и фенгитом развиты исключительно в центральной части Даванской зоны смятия (в районе перевала Даван). Часто по контактам разнородных по составу пород проявлен диафторез с образованием пород альбит-слюдисто-кварцевого состава. Повсеместно в динамометаморфизованных породах Даванской зоны смятия устанавливаются прожилки и маломощные (до 1-3 м) жилы молочно-белого безрудного кварца.

Возможности изучения вертикальной зональности отдельных метасоматических тел и рудного узла в целом определялась расчлененностью рельефа. Значительный фактический материал для ее изучения был получен по керну изыскательских буровых скважин, пройденных на перевале Даван для определения условий проходки тоннеля. Метасоматические тела слюдисто-кварцево-полевошпатового состава с акцессорными редкометальными минералами по керну буровой скважины № 7 установлены на абсолютной высоте 780 м. На водоразделе рек Кунерма- и Верхняя Бира на уровне 1750 м обнаружены такие же (с амазонитом) метасоматиты, содержащие редкометальные минералы. Таким образом, слюдисто-кварцево-полевошпатовые метасоматиты образовались в интервале около 900 м по вертикали. По падению большинство метасоматических тел и зон проявляет тенденцию к выклиниванию.

Намечаются также некоторые закономерности в размещении отдельных типов метасоматитов по вертикали (в интервале от 780 и до 1750 м по абсолютной высоте). Гроссуляр-эпидот-кварц-альбитовые метасоматиты и альбит-слюдисто-кварцевые метасоматиты развиты в бластотектонитах по породам субстрата как на нижних, так и на верхних эрозионных уровнях. Грейзены с протолитионитом и железистым литиевым фенгитом развиты в бластотектонитах, развитых по аляскитовым гра-

нитам в верхних частях разреза (на абсолютной высоте выше 1300 м). Линейные зоны биотит-кварц-полевошпатовых (с амазонитом) метасоматитов выявлены в бластотектонитах на всем рассматриваемом интервале по вертикали. Однако на высоких уровнях эрозионного среза в метасоматитах и слюдах из этих пород, как правило, содержание редких элементов выше, разнообразие акцессорных минералов больше.

Таблица 4.19

Стадийность и основные типы метасоматитов Даванской зоны смятия

Стадия	Типы метасоматитов и гидротермальных образований	Минеральные парагенезисы	Ориентировочная температура формирования	Характерная акцессорная минерализация
Жильная гидротермальная	Каолинизация в зонах трещиноватости. Поздние эпидотовые прожилки	Эпидот		
	Жилы послерудного молочно-белого кварца	Кварц	430-300° С	Нет
Кислотного выщелачивания	Альбит-слюдисто-кварцевые диафториты	Альбит-мусковит-биотит-кварц	400° С	Циртолит, ортит, приорит, гельвин-даналит
	Протолитионит-альбит-кварцевые, фенгит-микроклин-альбит-кварцевые грейзены	Протолитионит-альбит-кварц, протолитионит-альбит-микроклин-кварц, фенгит-микроклин-альбит-кварц	470-330° С	Берилл, редко вольфрамит
Щелочного метасоматоза	Лепидомелан-альбит-кварц-микроклиновые с амазонитом метасоматические зоны и жилы	Литиевый биотит-альбит-кварц-микроклин (амазонит)	550-450° С	Берилл, гельвин-даналит, фенакит, хризоберилл, фергусонит, самарскит, пироклор, гадолинит, ортит, циртолит, касситерит
	Кварц-амфиболовые, альбит-кварц-амфиболовые жилы и микрозоны	Кварц-амфибол, альбит-кварц-амфибол		
	Гроссуляр-эпидот-кварц-альбитовые диафториты	Гроссуляр-эпидот-кварц-альбит	550° С	Ортит, радиоактивный циркон
Гранитизация	Альбит-биотит-альмандин-кварц-амазонитовые жилы	Биотит-альмандин-кварц-амазонит (поздний альбит)	800-500° С (400° С)	Ортит, фергусонит, гельвин-даналит
	Лейкократовые мелкозернистые амфибол-биотитовые граниты		800-700° С	

4.3.7. ОГНЁВСКИЙ ПАЛИНГЕННО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Особняком стоят массивы красных и розовых гранитов, которые М.П. Лобановым [1964] выделялись в третью (огнёвскую) фазу ирельского комплекса, а в последнее время стали относиться к даванскому комплексу. Известно пять крупных массивов этих пород (с севера на юг): Савкинский, Окунайский, Нижнеирельский, Южный, и Среднекедровский, и ряд мелких тел. Обычно они имеют линзовидную форму, вытянутую согласно простиранию пояса. Они прорывают образования второго цикла формирования пояса, что определяет их нижнюю возрастную границу. Метаморфические изменения в породах комплекса не отмечаются. Взаимоотношения с образованиями третьего цикла формирования СБВП, ввиду их разобщенности, отсутствуют.

По данным аэроспектрогаммаспектрометрии массивы выделяются повышенной радиоактивностью (более 15 мкр/час), что подтверждает и наземной радиометрией (фон более 60 мкр/час). Содержание урана колеблется в пределах $15-25 \times 10^{-4} \%$, тория – $30-50 \times 10^{-4} \%$ и характеризуются относительно высокой дисперсией содержаний этих элементов.

Наиболее крупный **Окунайский массив** имеет размеры выхода 9×20 км. Изучался он О.М. Можаровским и И.К. Готовым. Массив имеет форму пологопадающей к западу плиты под углами от 0 до 40° . Вмещающие породы относятся к куленянскому и дельбичиндинскому комплексам. Контакты резкие с маломощными апофизами и ксенолитами. Сложен массив в основном равномернозернистыми преимущественно гранофировыми лейкократовыми гранитами, которые состоят из микроклина, микроклин-пертита, кварца и плагиоклаза. Первичные темноцветные минералы, представленные субщелочной роговой обманкой и биотитом, в основном замещены агрегатом гидрослюд, хлорита и эпидота, акцессорные – сфеном, рудным минералом, апатитом, ортитом, цирконом. К контактам в гранитах уменьшается зернистость, появляются фенокристаллы микроклина, обрастающего кристаллы плагиоклаза, и кварца, растет содержание темноцветных минералов. В зоне экзоконтакта вмещающие породы перекристаллизованы. В них возрастают содержания кварца и микроклина. Мощность измененных пород колеблется от десятков сантиметров у относительно крутых контактов до первых десятков метров у субгоризонтальных.

В краевых частях массива по вертикальным трещинам субширотного простирания наблюдаются зоны альбитизации, вероятно, автометасоматического генезиса с постепенными переходами во вмещающие породы. Центральные части этих зон сложены на 60-90 % мелкозернистым альбитом, а среди темноцветных минералов появляются эгирин и чевкинит.

Нижнеирельский массив на западе, юго-западе перекрыт отложениями байкальской серии и кайнозойскими осадками. Изучался он Э.Н. Копыловым, К.В. Флеровой, Н.А. Срывцевым, В.В. Булдыгеровым. Видимые размеры его составляют $1,5 \times 5$ км. От Окунайского массива Нижнеирельский массив отличается лишь более крутыми контактами, соответственно, менее мощными оторочками измененных пород в экзоконтактовой зоне и более широким распространением гранитов с порфировидной структурой. Контакт с вмещающими породами дельбичиндинского и куленянского комплексов резкие. В зоне экзоконтакта они подверглись микроклинизации, плагиоклаз раскисляется, возрастают зернистость и содержание кварца (от 10 % до 18,5 %), а темноцветных минералов – сокращается, фельзитовая и симплектитовая структуры переходят в аллотриоморфнозернистые, растут концентрации кремния, щелочей, алюминия, а остальных порообразующих элементов сокращаются. Эти изменения сопровождаются привнесением фтора, содержания его изменяются от 0,116-0,132 % до 0,3-0,32 %. Контакты с гранитами яральского комплекса расплывчатые, экзоконтактовые изменения незначительные.

Южный массив, по данным Н.В. Сухановой, Л.П. Тигунова и Ю.А. Синчука, располагается в районе водораздела рек Верхней Ирели и Улькана (см. рис. 4.21). Вместе с вулканитами хибеленского комплекса, которые он прорывает, массив надвинут на отложения байкальской серии. От Окунайского и Нижнеирельского Южный массив отличается наличием в апикальной части так называемых «звездчатых» гранитов. Для них характерны радиально-лучистые сферолитоподобные выделения, сложенные микроклином с гранофировыми вростками кварца. Кроме того, в породах массива среди темноцветных минералов отмечается пироксен.

Среднекедровский массив, по данным А.А. Бухарова [1973], прорывает вулканогенные образования, которые Н.А. Срывцев считает одновозрастными с ламборским комплексом. В таком случае либо ошибочно его сопоставление с другими массивами огнёвского комплекса, либо возраст этого комплекса постламборский.

Петрография. Гранитоиды массивов огнёвского комплекса имеют гипабиссальный облик и однообразный состав, отвечающий микроклиновым гранитам. Для них характерны цвет от кремово-розового до мясо-красного, в основном среднезернистое строение и массивная текстура.

Порфировидные выделения, распространенные в эндоконтактовых зонах, составляют 8-10 % породы и представлены эллипсовидными кристаллами кварца, реже таблицами калишпата, замещающего по периферии и по трещинам альбитом с образованием микроклин-пертита. Основная масса и равномернозернистые разности состоят из кварца и микроклин-пертита с редкими скоплениями темноцветных минералов.

Наблюдается несколько генераций кварца. Первая генерация – это фенокристаллы, образовавшиеся в начальный период кристаллизации магмы. Вторая генерация – ихтиоглипты в гранофировых структурах, возникшие при раскристаллизации основной массы. Соотношения кварца (24-28 %) и микроклина (72-76 %) в этих структурах близки к гранитовой эвтектике. Кварц третьей генерации

имеет метасоматический генезис и не подчиняется закономерностям гранофировых структур. На участках появления этого типа метасоматоза содержание кварца в основной массе возрастает до 30-32 %.

В скоплениях темноцветных минералов, имеющих размеры до 1-3 мм, наблюдаются реликты роговой обманки, замещаемой агрегатом гидробиотита, хлорита, эпидота, серицита и лейкоксена. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом и сфеном.

Породы Среднекедровского массива отличаются от других массивов более высокими содержаниями плагиоклаза и темноцветных минералов и пониженными – калишпата. Проявлены в нем и автометасоматические процессы, более четко выраженные вблизи пологих контактов и вверх по разрезу массива. Они представлены окварцеванием и альбитизацией. Содержания альбита возрастает от 7,6-10,3 % до 15-16,6 %. Зона эндоконтактовых изменений, в зависимости от положения контакта, имеет мощность от 1 м до десятков метров. При переходе к ней постепенно исчезают фенокристаллы, уменьшается зернистость, структура становится аллотриоморфной, темноцветные минералы представлены биотитом, гидробиотитом с включениями рудного минерала и циркона.

К.В. Флерова [1969] пришла к выводу о палингенно-метасоматическом генезисе этих массивов. По ее представлениям магма первоначально содержала недоплавленные реликты вмещающих пород. При кристаллизации магмы возникли гранофировые структуры. Затем прошли процессы собирательной перекристаллизации с возрастанием содержаний кварца и альбита. Кристаллизация магмы происходила при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и $T = 675-780^\circ \text{ C}$.

От палингенно-метасоматических гранитоидов даванского комплекса массивы гранитов огнёвского комплекса отличаются более четкими интрузивными контактами, внешним обликом и структурно-текстурными особенностями. Возможно, они возникли одновременно с лейкогранитами бирского комплекса зоны Даванского разлома и вместе с ними образовались после формирования пояса или хотя бы после второго цикла его формирования.

4.4. ТРЕТИЙ ЦИКЛ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСА

Третий цикл формирования пояса начался после периода проявления метаморфогенно-метасоматических процессов, наложенных на образования первых двух циклов. Они характеризуются хорошей сохранностью первичного состава и строения, так как не затронуты процессами регионального метаморфизма. Представлены породы третьего цикла ламборским вулканическим комплексом и чайской свитой (вулканическим комплексом).

4.4.1. ЛАМБОРСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Ламборский комплекс сложен вулканитами от трахириодацитового до латитового составов с преобладанием последних. Они сопровождаются субвулканическими телами монцонитоидов. В небольших объемах с ними ассоциируют терригенные отложения. Породы комплекса выходят узкой (шириной до 5 км) прерывистой полосой вдоль северо-западной окраины пояса (см. рис. 3.3, 3.4). Другая полоса пород комплекса расположена в центральной его части. В бассейне р. Савкиной, где соединяются эти две полосы, ширина их выхода возрастает до 10 км. В небольшом объеме они распространены вдоль Савкинского глубинного разлома и на юге пояса. При геологосъемочных работах эти образования относили к верхнехибеленской подсвите. А.А. Бухаров [1973] считает их нижним горизонтом чайской свиты.

Еще в 1961 году в бассейне р. Рассохи Ф.В. Никольским и Т.А. Дольник установлено налегание с разрывом терригенных отложений основания разреза ламборского комплекса (верхнехибеленской подсвиты) на различные уровни разреза домугдинского комплекса (среднехибеленской подсвиты), в том числе и на породы гипабиссального облика. В дальнейшем это было подтверждено при геологосъемочных работах масштаба 1: 50 000 В.В. Булдыгеровым, И.К. Готовым, В.Д. Номоконовым и др.

В бассейне р. Умбеллы К.Н. Кузнецов описал налегание туфогенно-терригенных образований ламборского комплекса с корой выветривания в основании на гранитоиды яральского комплекса, выделив их под названием «умбельская свита». По его данным внизу разреза обнажаются метаморфизованные граниты этого комплекса. Вверху они сменяются выветрелыми разностями, обогащенными SiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 (табл. 4.20). Эти образования выше постепенно переходят в кору выветривания, сложенную преимущественно кремнеземом. Вверху кора выветривания сменяется кварцевыми песчаниками с регенерационным, а затем глинистым цементом. Мощность кварцевых песчаников составляет 4 м. Выше залегают вулканогенные породы ламборского комплекса.

Таблица 4.20

Петрохимический состав пород в районе контакта яральского и ламборского комплексов
в бассейне р. Умбеллы, мас %

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты яральского комплекса слабоизмененные	70,80	0,34	13,30	0,31	0,86	0,40	0,85	4,00	6,62
Тоже в зоне выветривания	73,90	0,30	13,50	0,58	0,47	0,20	0,57	5,67	3,37
Кора выветривания	94,90	0,36	1,75	0,19	0,36	0,20	0,84	0,47	0,55
Кварцевый песчаник	96,00	0,08	1,00	0,22	0,47	0,41	0,58	0,10	0,17
Трахидациты ламборского комплекса	65,00	0,68	13,75	3,33	2,59	0,20	2,56	4,82	4,75

На других участках в основании разреза комплекса залегают в одних случаях также мало-мощная пачка кварцевых песчаников иногда с остатками коры выветривания, в других – туфоконгломераты и туфобрекчии, в третьих – туфы. Выше в терригенном материале комплекса наблюдаются почти все разности пород второго цикла формирования пояса, в том числе и метаморфизованные. Часто на контакте с домугдинским комплексом развиты субвертикальные тела вулканических брекчий, приуроченные к разломам по краям кальдер ламборского времени.

А.А. Бухаров описал налегания терригенных отложений мужинайско-тонгодинского комплекса хибеленской свиты на кору выветривания граносиенит-порфиров Ледянинской интрузии, принадлежащих, по его мнению, к первой фазе ирельского комплекса (дельбичиндинскому комплексу). По своему составу породы Ледянинской интрузии близки к яральскому комплексу и резко отличаются от пород дельбичиндинского комплекса. Это отмечалось К.В. Флёровой, Э.Н. Копыловым, Н.А. Срывцевым. Вероятно, какая-то часть мужинайско-тонгодинского комплекса хибеленской свиты (по А.А. Бухарову) принадлежит ламборскому комплексу.

В бассейне р. Западной Кутимы неизменные субвулканические латиты ламборского комплекса прорывают гранитизированные песчаники куленянского вулканического комплекса и порфиробластовые палингенно-метасоматические гнейсо-граниты даванского комплекса. В пределах Большеминской структуры дайка слабо рассланцованных латитов шириной в первые метры прорывает палингенно-метасоматические гнейсо-граниты (см. рис. 4.4). Породы комплекса нигде не затронуты площадными метаморфогенно-метасоматическими процессами, широко проявившимися в более древних контактирующих с ними образованиях. Эти факты свидетельствуют о формировании ламборского комплекса после проявления интенсивных метаморфогенно-метасоматических и палингенных процессов [Булдыгеров, Глотов, 1974].

Таким образом, однозначно установлено, что третьему циклу формирования пояса предшествовали метаморфогенно-метасоматические процессы и поднятие. Терригенные отложения чайской свиты залегают на вулканогенных и терригенно-вулканогенных образованиях ламборского комплекса с незначительным перерывом.

Вулканогенные образования ламборского комплекса слагают вулканические хребты (по классификации Е.Ф. Малеева [1969]), представляющие цепи сближенных полигенных палеовулканов. Породы соседних палеовулканов часто перекрывают друг друга, образуя единую толщу.

В центральной части пояса располагается **Гольцово-Савкинский палеовулканический хребет**, который прослеживается от бассейна р. Гольцовой - правого притока р. Черепанихи, на севере до р. Окунайки на юге. Дальнейшее его продолжение к югу перекрыто кайнозойскими отложениями. Длина обнаженной части хребта составляет почти 80 км. Состоит он из двух соединяющихся на юге ветвей сближенных вулканических построек. Расстояние между осевыми частями ветвей составляет 7-8 км при ширине каждой 3-5 км.

Западная ветвь прослеживается от правобережья р. Гольцовой на севере до бассейна р. Мини на юге (рис. 4.33), где соединяется с восточной ветвью. На ее севере, на правобережье р. Гольцовой расположен **Правогольцовский палеовулкан** с видимыми размерами 1,5 × 2 км. В основании разреза постройки выходит толща переслаивающихся лав, игниспумитов, игнимбритов, туфов, лавобрекчий трахириодацитового состава, на западе с линзами туфогенно-терригенных отложений. Осадочный материал в туфогенно-терригенных породах имеет аркозовый состав. Выше залегают миндалекаменные трахидациты, слагающие экструзивно-лавовые тела. По периферии постройки они сменяются лавобрекчиями и туфами того же состава. Центральную часть вулкана занимает экструзия невадитовых латитов.

На востоке от пород домугдинского комплекса палеовулкан отделен вертикально залегающим дайкоподобным телом брекчий мощностью около 100 м и длиной 2,5 км с мелкими экструзиями тра-

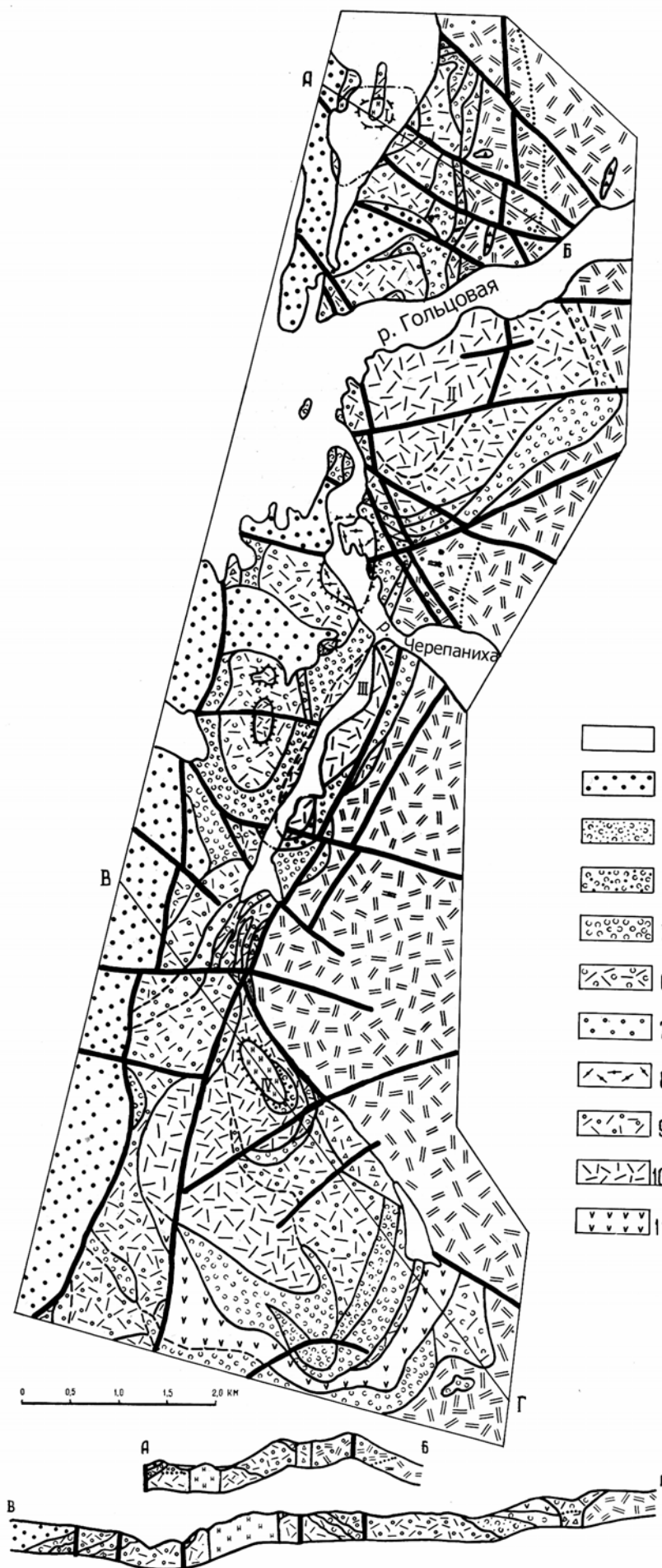


Рис. 4.33. Геологическое строение северной части Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта:

1 - кайнозойские отложения; 2 - чайская свита, терригенные породы; 3-15 - ламборский вулканический комплекс, породы: 3 - туфогенно-осадочные, 4 - озерно-кратерные, 5 - туфогенные, 6 - лавоклассические, 7 - игниспумиты, 8 - трахириодациты, 9-10 - трахидациты миндалекаменные (9) и массивные (10), 11 - латиты, 12-13 - невадитовые латиты миндалекаменные (12) и массивные (13), 14 - брекчии обрушения, 15 - эксплозивные брекчии; 16-17 - домугдинский вулканический комплекс, трахидациты миндалекаменные (16) и массивные (17); 18-22 - границы: 18-19 - геологические достоверные (18) и предполагаемые (19), 20 - фациальные, 21 - тектонические, 22 - жерловых фаций; палеовулканы: I - Правогольцовый, II - Устьгольцовый, III - руч. Комариного, IV - Верхний

- | | | | |
|--|----|--|----|
| | 1 | | 12 |
| | 2 | | 13 |
| | 3 | | 14 |
| | 4 | | 15 |
| | 5 | | 16 |
| | 6 | | 17 |
| | 7 | | 18 |
| | 8 | | 19 |
| | 9 | | 20 |
| | 10 | | 21 |
| | 11 | | 22 |

хидацитов и трахириодацитов. Брекчии состоят из остроугольных глыб до 1-3 м в диаметре, пространство между которыми заполнено более мелким обломочным материалом. Обломки у восточного контакта тела представлены породами домугдинского, а у западного – ламборского комплексов. Возникли эти брекчии при формировании кальдеры проседания.

Вблизи палеовулкана среди эффузивов домугдинского комплекса расположена субвертикальная дайка эксплозивных брекчий мощностью первые метры и длиной около 0,5 км. Состоит она из остроугольных обломков вмещающих пород до 10 см в поперечнике, сцементированных туфоподобным материалом. Контакты четкие, иногда отмечаются мелкие апофизы брекчий во вмещающие эффузивы. Образование этих брекчий произошло при дроблении пород газонасыщенным флюидом в зоне разлома, также связанного с образованием кальдеры ламборского времени, «за счет резкого изменения давления в закрытых камерах с разряжением по ослабленным направлениям» [Берман, Красильников, 1978, с. 13].

Таким образом, в формировании Правогольцовского палеовулкана можно выделить 4 фазы. В первую фазу извергалась магма трахириодацитового состава с преобладанием эксплозий. По периферии постройки вулканический материал смешивался с терригенными осадками аркозового состава. Вероятно, в конце этой фазы произошло заложение кальдеры проседания. Во вторую фазу возникли экструзивные купола трахидацитов с короткими потоками лав, а по периферии кальдеры – выбросами лавобрекчий и туфов. В третью фазу сформировался экструзив невадитовых латитов. В четвертую фазу в зоне разлома, ограничивающего кальдеру, внедрились мелкие экструзивы трахириодацитов.

К югу от Правогольцовского палеовулкана, в приустьевой части р. Гольцовой располагается **Устьгольцовский палеовулкан**, который имеет видимые размеры 3×3 км. Центральную его часть занимает тело массивных трахидацитов, переходящих в краевых частях в миндалекаменные разности. На удалении от центра они сменяются лавобрекчиями и туфами того же состава. Вверх по разрезу и к периферии постройки вулканические сменяются туфогенно-терригенными отложениями. Южнее долины р. Гольцовой выходит эксплозивный купол трахириодацитов. По его периферии расположены выходы миндалекаменных трахидацитов, игнимбритов и туфов того же состава, перемежающихся с туфогенно-терригенными и терригенными грубообломочными отложениями. В обломках, наряду с вулканиками, отмечаются граниты, кварц и метаморфические породы.

Группа небольших **палеовулканов расположена в бассейне руч. Комариного** – левого притока р. Черепанихи. На его левобережье расположена цепочка сближенных вулканических аппаратов центрального типа. Подводящие каналы выполнены почти изометричными субвулканическими телами, расположенными на одной линии среди толщ перемежающихся эффузивов, лавобрекчий и туфов трахидацитового состава с линзами туфогенно-терригенных отложений. На западе на расстоянии первых метров происходит смена грубообломочных туфов конгломератами с обломками гранитоидов и гнейсов. Это обусловлено близостью крутого борта прогиба, в пределах которого происходили интенсивные вулканические извержения. Субвулканические тела образуют инъекции в виде жил по трещинам в эффузивах и произвольной формы в обломочных породах, образовавшиеся при внедрении магмы в слабосцементированные отложения. Иногда у контактов наблюдаются эруптивные брекчии. Вверху субвулканические тела переходят в экструзивные купола, окруженные оторочками околукупольных брекчий.

На контакте с породами домугдинского комплекса фрагментарно наблюдаются выходы крутопадающего тела глыбовых брекчий, состоящих из обломков пород как домугдинского, так и ламборского комплексов. Они выполняют зону разлома, ограничивающего кальдеру проседания. Формирование этих палеовулканов произошло во вторую фазу развития палеовулканического хребта.

Вершину руч. Комариного занимает **палеовулкан Верхний** с видимыми размерами 6×8 км. Центральная его часть занята трахидацитами, прорванными дайками туфов. На трахидацитах и по периферии палеовулкана залегают агломератовые туфы, переходящие вверху в туфогенно-терригенные породы с линзами аркозовых песчаников. На контакте с породами домугдинского комплекса расположено вертикальное тело глыбовых брекчий ограничения кальдеры проседания. С юга вулкан обрамляется экструзиями латитов с оторочками околукупольных брекчий. Кое-где на латиты налегают туфы. В центре вулкана расположен экструзивный купол невадитовых латитов, прорывающий туфогенно-терригенные породы.

Видимая часть палеовулкана Верхнего соответствует второй и третьей фазам формирования вулканического хребта. Вначале происходило извержение трахидацитовой магмы, завершившееся накоплением туфогенно-терригенных отложений. По-видимому, с этой фазой связано возникновение кальдеры проседания. Затем последовало извержение латитовой магмы, которое было приурочено к разломному ограничению кальдеры и ее центру.

Южнее палеовулкана Верхнего из-за интенсивной постламборской разрывной тектоники наблюдаются лишь фрагменты западной ветви палеовулканического хребта.

Восточная ветвь Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта прослеживается от водораздела рек Гольцовой и Черепанихи на севере до р. Окунайки на юге. На ее севере вулканические извержения происходили в две фазы, разделенные периодом ослабления вулканической деятельности, частичной денудации и накоплением участками маломощных вулканогенно-терригенных отложений. Преобладают вулканиты состава кварцевых латитов.

Среди вулканитов ранней фазы обнажаются относительно небольшие линзовидные тела субвулканических кварцевых монцонитов, вытянутые в субмеридиональном направлении (рис. 4.34, 4.35, 4.36, 4.37). Эндоконтактовые части субвулканических тел сложены афанитовыми разностями трахириодацитового состава с более темной окраской и относительно небольшим объемом фенокристаллов (до 20 %). С удалением от контактов афанитовые трахириодациты постепенно переходят в кварцевые монцонит-порфиры, а затем в среднезернистые кварцевые монцониты. Цвет пород становится светло-серым или светло-розовым, объем фенокристаллов возрастает до 50-70 %. Экзоконтактовые изменения в эффузивах отсутствуют. В обломочных разностях наблюдается оторочка ороговикованных пород мощностью первые сантиметры.

А.С. Киренский на водоразделе рек Черепанихи и Гольцовой выделил **Верхнегольцовский палеовулкан**. В центре его находится тело кварцевых монцонитов размером $0,9 \times 1,4$ км, выполняющих жерловину. Оно окружено оторочкой кластолав шириной 100-200 м. Далее располагаются автомагматические брекчии с большим количеством ксенолитов кварцевых песчаников и алевролитов куленинского комплекса размером от первых сантиметров до пластинообразных блоков размером от 20-40 до 300-500 м. Они представляют собой раздробленную кровлю поднимающегося субвулканического тела. Перекрыты эти образования лавами и игнибритами кварцевых латитов, ограниченные разломами структуры обрушения, размеры которой составляют $2,5 \times 4$ км.

Подобные постройки меньшего размера наблюдаются и южнее. Центры их обычно заняты жерловинами размером до 200-300 м в диаметре, выполненными телами кварцевых монцонитов с автомагматическими брекчиями вверху. По периферии располагаются две последовательно формировавшиеся пачки сложно перемежающихся лав, лавобрекчий, игнибритов и туфов состава кварцевых латитов. Иногда их подстилают и перекрывают туфогенно-терригенные отложения, которые участками обильно флюоритизированы.

На востоке этой части палеовулканического хребта наблюдаются тела **альбитофиров**. Форма их в плане линзовидная, вытянутая согласно с простиранием хребта, длина достигает 5 км, ширина – 2 км. Породы, слагающие эти тела различаются, в зависимости от расположения, только цветом и размером зернистости основной массы. У контактов породы имеют темную окраску и размер зернистости основной массы около 0,01 мм. С удалением от контактов породы светлеют, размер зернистости основной массы возрастает до 0,3-0,5 мм. Текстура массивная, иногда неяснопятнистая за счет неравномерного распределения низкотемпературных темноцветных минералов, структура порфировидная, в основной массе призматическизернистая, пойкилитовая. Фенокристаллы представлены таблитчатыми зернами альбита размером 1-5 мм и составляют около 50 % породы. Иногда по краям они обрастают микропертитом. Основная масса состоит из табличек микропертита, проросших игольчатым кварцем, не превышающем 10 %. В виде скоплений и по трещинам наблюдается беспорядочно спутанный агрегат хлорита и стильпномелана. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, приуроченными к скоплениям темноцветных минералов. Их размеры в 1,5-2 раза превышают зернистость основной массы.

В телах альбитофиров широко распространены пологие зоны гематитизации мощностью до десятков метров и протяженностью до 1 км. За пределы тел они не выходят. Гематит равномерно рассеян в породе в виде мелких (1-3 мм) кристаллов, что придает породе красный оттенок. В центральных частях зон содержание гематита достигает 10 %. По краям они постепенно переходят в неизменные альбитофиры. Гематитизация часто сопровождается мелкими прожилками кварца и гнездами кальцита. Во многих случаях к ним приурочена урановая минерализация. Альбитофиры по петрохимическому составу отличаются от других пород комплекса повышенными содержаниями Na_2O и MgO , пониженными – K_2O , Al_2O_3 и CaO и высокой окисленностью железа.

Генезис альбитофиров, судя по взаимоотношениям с окружающими породами и текстурно-структурным признакам, магматогенный. Альбитизация, как наложенный процесс, широко распространена в породах ламборского комплекса. Она также почти везде ассоциирует с гематитизацией и урановым оруденением. Вероятно, в завершающую стадию формирования комплекса в остаточные магматические очаги привносился натрий, что привело к возникновению специфического состава

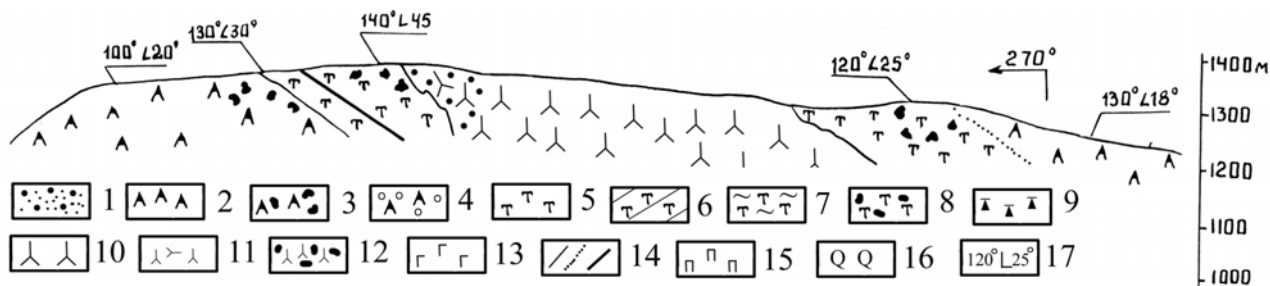


Рис. 4.34. Разрез ламборского комплекса на водоразделе рек Гольцовой и Черепанихи
(составили Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров):

1 – туфогенно-терригенные отложения; 2-4 – латиты массивные (2), брекчиевидные (3) или миндалекаменные (4); 5-7 – туфы массивные (5), слоистые (6) или флюидалные (7); 8 – туфобрекчии; 11 – монцитит-порфиры, у контакта переходящие в трахириодациты; 12 – эруптивные брекчии; 13 – габбро-диабазы, 14 – границы геологические (а), фациальные (б) или тектонические (в); 15 – сульфидизация; 16 – окварцевание; 17 – элементы залегания директивных структур

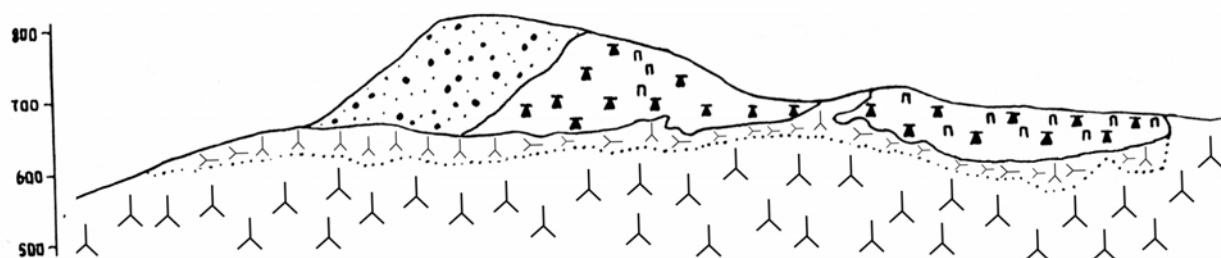


Рис. 4.35. Разрез ламборского комплекса на правом берегу р. Черепанихи
(составили Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров):
условные обозначения см. рис. 4.34

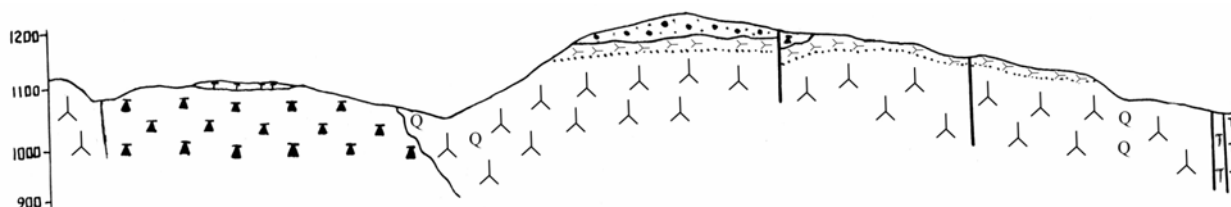


Рис. 4.36. Разрез ламборского комплекса на левом берегу р. Черепанихи
(составили Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров):
условные обозначения см. рис. 4.34

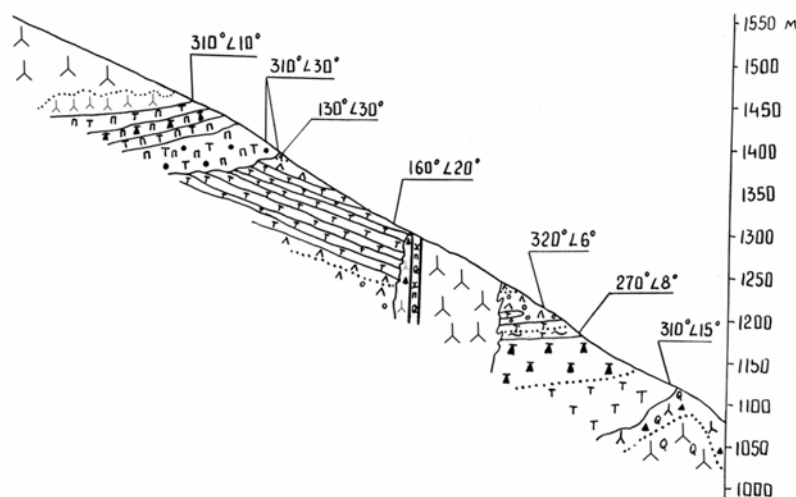


Рис. 4.37. Разрез ламборского комплекса на правом берегу руч. Парусного, левого притока р. Черепанихи
(составили Н.А. Срывцев, В.В. Булдыгеров):
условные обозначения см. рис. 4.34

магмы. В дальнейшем альбитофиры подверглись аутометасоматической гематитизации, а гематит, в свою очередь, способствовал осаждению урана.

В вершине руч. Парусного, левого притока р. Черепанихи расположен **палеовулкан Парусный**. Первая фаза его формирования представлена переслаивающимися трахириодацитами, их туфами, игнимбритами и туфогенно-терригенными породами. На них залегают лавы кварцевых латитов в ассоциации с туфами и лавобрекчиями. Завершается разрез наземных образований первой фазы эффузивами трахидацитового состава. Они слагают ряд небольших вулканических построек центрального типа, иногда осложненных кальдерами проседания, и прорваны телом кварцевых монцонитов размером 1×4 км. Вмещающие его породы внизу разреза принадлежат куленянскому комплексу, а сверху – ламборскому.

На раздробленных кварцевых монцонитах лежат практически неизменные вулканы следующей фазы. Это туфы, туфобрекчии, спекшиеся туфы кварцевых латитов. Эксплозивные разности перекрыты пачкой лавовых потоков кварцевых латитов мощностью 3-5 м, разделенных прослоями туфов, игнимбритов, брекчиевидных лав и игниспумитов мощностью от 3-5 до 40-50 м. Эта пачка залегает субгоризонтально и занимает вершины гор на площади около 25 км^2 .

На правом берегу р. Ревуны – правого притока р. Мини расположено еще одно тело кварцевых монцонитов с видимыми размерами 3×5 км. С востока оно по надвигу перекрыто породами куленянского комплекса. На западе кварцевые монцониты прорывают туфогенно-терригенные отложения ламборского комплекса.

В среднем течении р. Ревуны сформировалась **Среднеревуньская группа палеовулканов**. В русле этой реки обнажается небольшая часть (около 800 м^2) вулканической постройки. В ее центре выходят трахидациты, перекрытые агломератовыми туфами. Размер обломков в туфах возрастает к северу, где, по-видимому, существовал подводный канал вулкана, и достигает 2-3 м в поперечнике. Выше залегают игнимбриты того же состава. С северо-запада она перекрыта отложениями чайской свиты, с востока ограничена массивом кварцевых монцонитов, на которые надвинуты образования куленянского комплекса.

На левом берегу р. Ревуны расположен еще один небольшой палеовулкан. Сложен он трахириодацитами, перекрытыми пачкой игнимбритов, лавобрекчий и агломератовых туфов того же состава. Размер глыб в туфах возрастает к центру постройки до 2-5 м. Вверху туфы постепенно сменяются вулканомиктовыми конгломератами, переходящими вверх по разрезу в песчаники, а затем алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью. В обломках присутствуют только окружающие вулканы. Эти осадочные породы вскрыты в днище кара, имеют ограниченное распространение, окружены лавами и грубообломочными туфами. По всем признакам они похожи на озерно-кратерные отложения.

В бассейне верхнего течения руч. Ламборского – правого притока р. Мини вскрывается тело кварцевых монцонитов. От других выходов кварцевых монцонитов они отличаются высокими содержаниями магнетита (до 10 %), поэтому фиксируются высокими значениями напряженности магнитного поля. С востока и севера это тело перекрыто по надвигу более древними образованиями. На западе кварцевые монцониты прорывают осадочно-вулканогенные отложения предшествующей фазы, среди которых присутствуют аркозовые песчаники. Иногда на контакте наблюдаются эруптивные брекчии с обломками ороговикованных вмещающих пород и магматическим цементом афанитового сложения. Мощность эруптивных брекчий достигает 10 м. На западе монцонитоиды переходят в покровные образования, слагающие вершины гор. Они также характеризуются высокими значениями магнитного поля.

Таким образом, в междуречье Гольцовой и Мини выходит цепочка массивов кварцевых монцонитов, окруженных преимущественно вулканогенными образованиями. Эти монцонитоиды, по-видимому, выполняли приповерхностную магматическую камеру. Периодическое ее опустошение приводило к формированию кальдер проседания. На глубине массивы кварцевых монцонитов соединяются друг с другом, образуя единый массив с неровной поверхностью, длиной более 15 км и шириной до 5 км. Единая приповерхностная магматическая камера фиксируется магнитной аномалией со значениями до 20 миллиэрстед. По расчетам В.И. Закузенного её верхняя кромка расположена на глубине от 400 до 1600 м. Выступы этого тела, вскрытые в современном эрозионном срезе, приурочены к вулканическим центрам, осложненным по периферии более мелкими вулканическими постройками. По сравнению с западной ветвью вулканического хребта, в восточной ветви вскрыты более глубокие уровни вулканических построек и преобладают породы последних фаз.

В приустьевой части долины руч. Ламборского – правого притока р. Мини, располагается **палеовулкан Ламборский** (рис. 4.38). В долине ручья, в наиболее вскрытой эрозией части палеовулкана залегают трахириодациты первой фазы. Вверху они сменяются лавобрекчиями и туфами того же

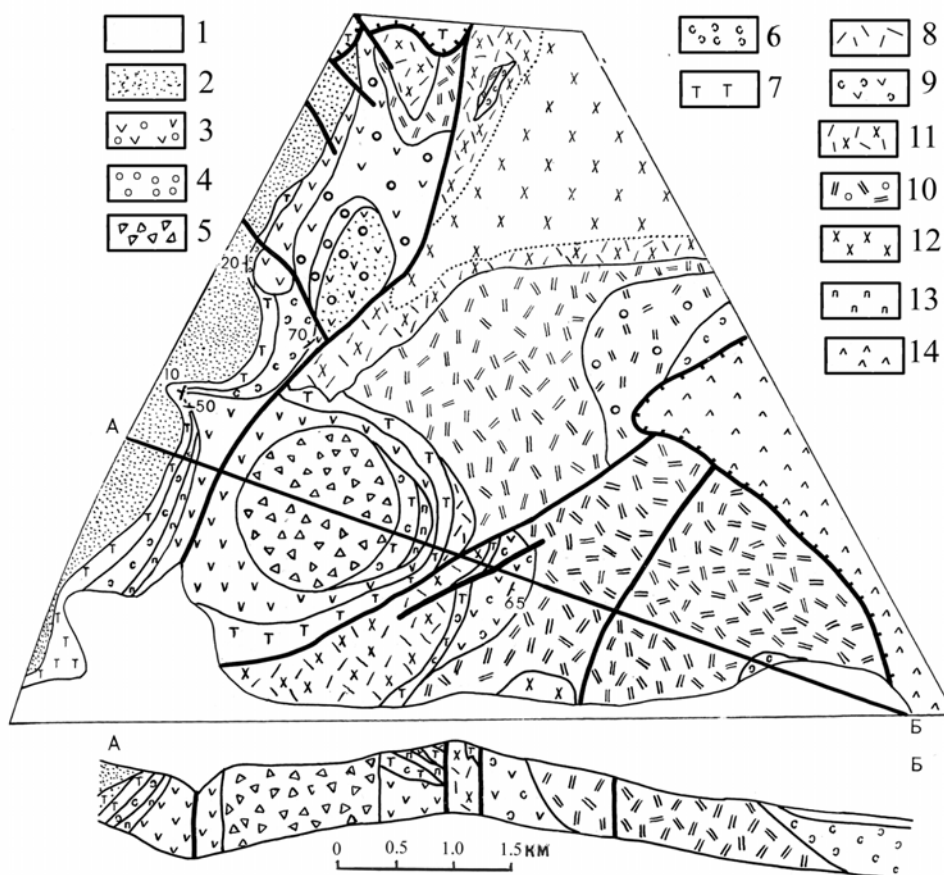


Рис. 4.38. Геологическое строение палеовулкана Ламборского ламборского комплекса:

1 – кайнозойские отложения; 2 – чайская свита, осадочные породы; 3-13 – ламборский вулканический комплекс: 3 – латиты (с кружками – миндалекаменные), 4 – игниспумиты, 5 – жерловые глыбовые брекчии, 6 – лавобрекчии, 7 – туфы, 8 – трахириодациты; 9 – кластолавы латитов, 10 – трахидациты (с кружком – миндалекаменные), 11-12 – субвулканические кварцевые монцониты краевой (11) и центральной (12) фаций, 13 – окремненные пепловые туфы; 14 – куленянский комплекс, трахиандезиты

состава, а затем туфогенно-терригенными и, наконец, терригенными вулканомиктовыми отложениями. Терригенные породы перекрыты трахидацитами с прослоями и линзами их туфов, игнимбритов, лавобрекчий (вторая фаза). Они слагают большое поле к востоку и северо-востоку от центра вулкана, где по надвигу перекрыты вулканитами куленянского комплекса. Агломератовые туфы и лавобрекчии трахидацитового состава выходят также в виде оторочки вокруг вулканического центра. На отдельных участках сохранились маломощные остатки пачки туфогенно-терригенных отложений, перекрывающих вулканиты трахидацитового состава. Завершает разрез вулканической постройки покров кварцевых латитов, переходящих вверх в лавобрекчии и туфы (третья фаза). На отдельных участках кварцевые латиты имеют миндалекаменную или перлитовую текстуру. В центре вулкана расположена жерловина округлой формы с диаметром около 300 м, выполненная глыбовыми брекчиями, состоящими из обломков латитов. Остроугольные обломки достигают 3-5 м в поперечнике и сцементированы мелкообломочным туфовым материалом. Вблизи жерла наблюдаются окремненные пепловые туфы. Породы, слагающие Ламборский палеовулкан, прорваны субвулканическими телами кварцевых монцонитов, которые у контакта имеют миндалекаменную текстуру и похожи на эффузивы. Южнее соединения двух ветвей Гольцово-Савкинского вулканического хребта, на левом борту долины р. Мини И.К. Глотов и О.М. Можаровский выделили **Куленянский многовыходной палеовулкан**. Его разрез представлен на рис. 4.39. Среди слагающих палеовулкан пород расположена линза карбонатных отложений, цементирующих обломки латитов. Она представляет собой строматолитовую постройку предположительно раннерифейского возраста [Дольник, Никольский, 1974].

На юге Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта расположен **Савкинский палеовулкан**. Этот палеовулкан исследовали А.А. Бухаров с Ю.М. Шуваловым [1973]. В последующем его изучали И.К. Глотов и Н.А. Срывцев, уточнивших его строение. По своему строению и формирова-

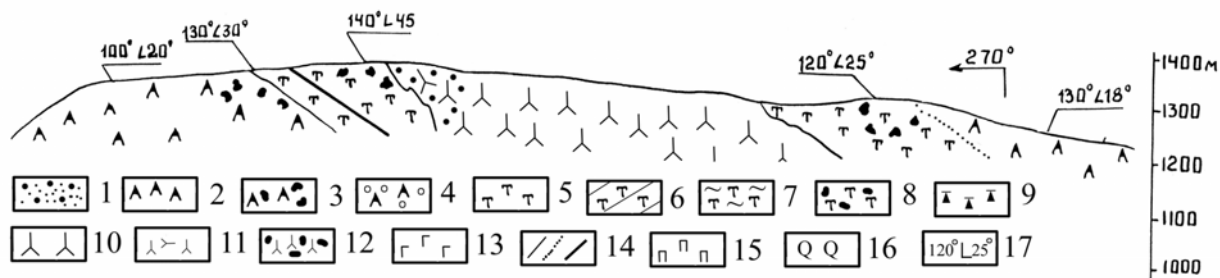


Рис. 4.34. Разрез ламборского комплекса на водоразделе рек Гольцовой и Черепанихи

(составили Н.А. Срывцев и В.В. Булдыгеров):

1 – туфогенно-терригенные отложения; 2-4 – латиты массивные (2), брекчиевидные (3) или миндалекаменные (4); 5-7 – туфы массивные (5), слоистые (6) или флюидальные (7); 8 – туфобрекчии; 11 – монцит-порфиры, у контакта переходящие в трахириодациты; 12 – эруптивные брекчии; 13 – габбро-диабазы, 14 – границы геологические (а), фациальные (б) или тектонические (в); 15 – сульфидизация; 16 – окварцевание; 17 – элементы залегания директивных структур

нию он сходен с вышеописанными постройками, но имеет значительно большие размеры с преобладанием вулканитов латитового состава сверху и трахидацитового – внизу.

По данным Н.А. Срывцева, в основании разреза палеовулкана на метавулканитах куленьянского комплекса залегает прерывистая пачка алевропесчаных отложений. Они перекрыты грубообломочными туфами, перемежающимися с туфобрекчиями, конглобрекчиями, редко лавами трахидацитового состава. Мощность их варьирует от метров до первых сотен метров. Выше располагаются лавы латитов. Они слагают два потока, разделенные маломощным прослоем туфов. Покровные латиты переходят в хорошо раскристаллизованные латиты, выполняющие подводящий канал трещинного типа. К нему приурочена магнитная аномалия. Латиты вверх по разрезу сменяются фациально невыдержанной пачкой кристалло- и литокристаллокластических туфов. Среди этих пород Н.А. Срывцев выявил ряд неков размером 400×700 м, выполненных грубообломочными туфами и туфобрекчиями латитов. Они фиксируются повышенной напряженностью магнитного поля. По А.А. Бухарову размерность обломочного материала в туфах с удалением от центров извержения уменьшается, а в 1,5-2 км они замещаются терригенными отложениями с периклинальным переслаиванием. Н.А. Срывцев наблюдал здесь замещение по простиранию к западу грубообломочных туфов конгломератами с гальками экзотических пород.

Таким образом, в формировании Гольцово-Савкинского вулканического хребта выделяется 4 фазы. Участки их проявления не всегда совпадали. Последовательность событий при формировании фаз с небольшими вариациями была сходной. Каждая фаза начиналась с небольших туфовых выбросов, затем следовали излияния лав, сменяемые эксплозивными выбросами. Завершались фазы постепенно ослабевающими эксплозиями и экструзиями. В конце фаз накапливались в небольших объемах грубообломочные, редко глинистые отложения, иногда с примесью туфового материала. Состав обломков в них вулканомиктовый с примесью экзотических пород. Кое-где на западе хребта наблюдается смена по латерали вулканогенных образований терригенными отложениями с обломками кварца, полевых шпатов, гранитоидов и метаморфических пород. Вулканические постройки осложнены кальдерами проседания с брекчиями по периферии.

Первая фаза характеризуется разрозненными извержениями на всем протяжении хребта трахириодацитовой магмы. Во вторую фазу наибольшая вулканическая активность была приурочена к северной части хребта. Для нее характерен трахидацитовый состав магмы. В третью фазу вулканическая деятельность проявилась в наибольшем масштабе и сместилась в основном на восток и юг хребта, а магма стала состава кварцевых латитов и латитов. В четвертую фазу на разрозненных участках происходили редкие выбросы туфов и образование экструзивных тел трахидацитового состава. Завершалась магматическая деятельность в пределах хребта внедрением субвулканических тел кварцевых монцитов. По латеральному изменению состава вулканитов можно предполагать, что формирование Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта началось на севере западной его ветви, а затем распространилось к югу и на восток. Вулканические извержения были приурочены к днищу прогиба с крутым западным бортом. Накопление вулканитов компенсировалось синхронным прогибанием днища прогиба.

Вблизи вулканических центров распространены проявления окварцевания, альбитизации, карбонатизации, сульфидизации, гематитизации, сопровождаемые урановым оруденением, по видимому, вулканогенно-гидротермального генезиса. На востоке хребта эти процессы распространены более широко и представлены преимущественно альбитизацией и гематитизацией, что обусловле-

но более глубоким эрозионным срезом. Приурочены они здесь преимущественно к апикальным частям субвулканических тел и эруптивным брекчиям.

К северу от Гольцово-Савкинского вулканического хребта породы ламборского комплекса прослеживаются с небольшими перерывами почти до бассейна р. Чаи. На западе и северо-западе они частично перекрыты отложениями чайской свиты, в результате чего обнажаются только восточные части сближенных полигенных палеовулканов, образующих также вулканические хребты. Ламборский комплекс здесь представлен, главным образом, экструзивно-лавовыми и вулканогенно-обломочными разностями латитового, реже трахидацитового составов. В небольших объемах присутствуют вулканогенно-терригенные и терригенные отложения, с примесью обломков экзотических пород. В отличие от Гольцово-Савкинского вулканического хребта, здесь отсутствуют выходы субвулканических тел, что свидетельствует о меньшем эрозионном срезе.

Таким образом, ламборский комплекс на западе пояса представляет собой сложно построенную фациально весьма изменчивую преимущественно вулканогенную толщу с большим объемом жерловых и субвулканических образований. Среди вулканитов преобладают экструзивно-лавовые фации. Несколько меньше распространены туфы и лавокласты. Осадочные и туфогенно-осадочные отложения в составе комплекса играют резко подчиненную роль. Они присутствуют преимущественно по периферии вулканических построек. Возрастает их объем и вверх по разрезу. Преобладают грубообломочные вулканомиктовые отложения пролювиального типа. Но в них почти постоянно присутствует примесь продуктов разрушения пород преимущественно гранитоидного состава, а на западе встречаются аркозовые песчаники и конгломераты с обломками гранитоидов и гнейсов без примеси вулканомиктового материала. Причем переходы между туфами и терригенными отложениями иногда происходят на расстоянии первых метров. Редко встречаются мелкозернистые озерные отложения, приуроченные обычно к основанию или верхам разреза. Мощность разреза наземных образований комплекса колеблется в пределах 600-1000 м.

Сохранность фаций верхних частей разреза вулканических построек вплоть до озерно-кратерных отложений и постоянное присутствие продуктов разрушения экзотических пород свидетельствует о том, что ламборский комплекс формировался в пределах асимметричного межгорного прогиба с более крутым западным бортом. Вулканическая деятельность сопровождалась опусканием днища прогиба, что приводило к быстрому захоронению вулканических построек. Причем обломочный материал поступал как в результате разрушения верхних частей построек, так и из-за пределов прогиба, главным образом, с запада, где обнажались гранитоиды и метаморфические породы фундамента Сибирской платформы.

В восточной части пояса наблюдаются лишь разрозненные выходы пород ламборского комплекса. Так в вершине р. Западной Кутимы располагается **Западнокутимское вулканно-купольное поднятие** (рис. 4.40), где среди метатерригенных пород куленянского комплекса на западе и палингено-метасоматических гнейсо-гранитов даванского комплекса на востоке располагаются выходы неметаморфизованных интрузивных латитов и монцонитов ламборского комплекса. Для них характерны высокие содержания магнетита (до 10 %), поэтому они выделяются высокими магнитными аномалиями. Центр вулканно-купольного поднятия занимает тело латитов неправильной формы, обусловленной сочетанием радиальных и кольцевых разломов палеопостройки. Размеры ее по наиболее длинным осям составляет $3,5 \times 4$ км. На участках с остатками кровли контакты близки к горизонтальным и сопровождаются эруптивными брекчиями, состоящими из обломков вмещающих пород, сцементированных миндалекаменными афанитовыми латитами. Вмещающие породы на этих участках пронизаны согласными, часто многоэтажными телами латитов. Краевые контакты крутые, угловатой формы, подчиненные системам сопряженных радиальных и кольцевых трещин. С удалением от контактов латиты становятся массивными слабонакисшими. По периметру структуры распространены более поздние небольшие тела монцонитов, приуроченные к разломам, ограничивающим поднятие.

К периферии структуры, сложенной гнейсо-гранитами, приурочены также дайки и небольшие тела неправильной формы равномернозернистых лейкократовых гранитов, прорывающих породы ламборского комплекса. В отдельных случаях лейкограниты обрамляют тела монцонитов в виде оторочек мощностью в первые десятки метров. Образовались они, по-видимому, в результате подплавления лейкократового субстрата монцонитоидной магмой.

В пределах Западнокутимского вулканно-купольного поднятия в метатерригенных породах куленянского комплекса выявлены многочисленные проявления урановой минерализации, для которых вышележащий покров трахидацитов домугдинского комплекса служил экраном.

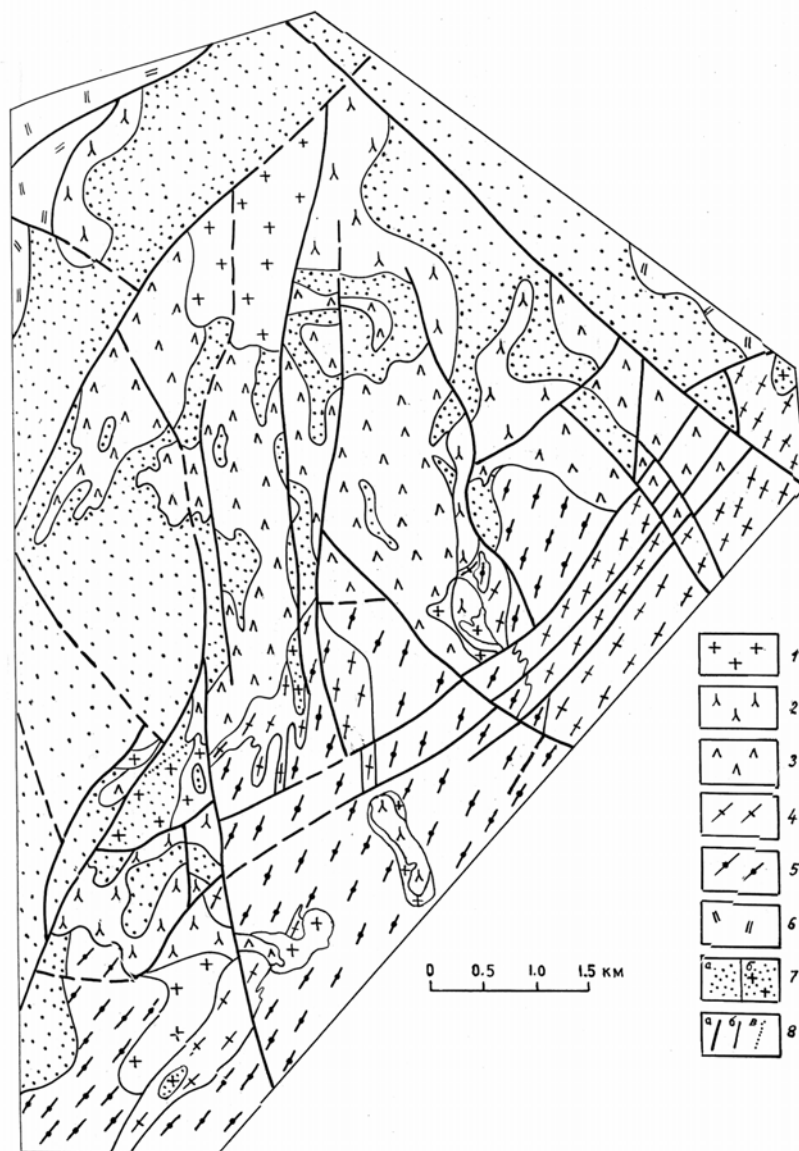


Рис. 4.40. Геологическое строение Западнокутимской вулcano-купольной структуры ламборского комплекса:

1-3 – ламборский вулканический комплекс: 1 – граниты, 2 – монзониты, 3 – латиты; 4-5 – даванский палингенно-метасоматический комплекс: 4 – мелкозернистые граниты с повышенной радиоактивностью, 5 – порфировластовые гнейсо-граниты; 6 – домугдинский вулканический комплекс, трахидациты; 7 – куленянский вулканический комплекс: а – парагнейсы, б – то же с многочисленными жилами гранитов; 8 – границы тектонические (а), геологические (б), фациальные (в)

Другие выходы пород ламборского комплекса в восточной части пояса представлены протяженными дайками. Так в бассейне верхнего течения р. Черепанихи среди метаморфизованных пород куленянского комплекса выходит дайка неметаморфизованных латитов мощностью 0,5 км, которая прослеживается в субмеридиональном направлении на 5 км. В центральной части тела породы имеют порфировидную структуру и раскристаллизованную основную массу. К краевым частям они становятся афировыми и афанитовыми, иногда миндалекаменными с большим количеством угловатых ксенолитов без экзоконтактовых изменений.

Подобные дайки наблюдаются в пределах Большеминской структуры и по ее периферии среди метавулканитов большеминского комплекса, палингенно-метасоматических гранитов и метатерригенных пород малокозинской свиты. В центре структуры их простираение обычно северо-западное, по периферии чаще согласное с ее границами. Мощность даек колеблется в пределах 50-200 м, прослеживаются до первых километров. В отдельных телах латиты даек переходят в миндалекаменные

флюидальные лавобрекчии. В краевых частях подобных тел И.К. Глотов отмечал раскисление состава пород до трахидацитового. Во вмещающих породах вблизи контактов он наблюдал интенсивное дробление и образование многочисленных трещин при механическом воздействии вулканических извержений. Вероятно, эти дайки являются корнями линейно вытянутых вулканических построек ламборского времени.

На юге пояса, в междуречье Молокона и Б. Косы породы комплекса слагают покров латитов, фрагментарно сохранившийся на вершинах гор и залегающий на породах хибеленского комплекса. В районе водораздела рек Б. Косы и Лев Улькана Н.А. Срывцев выявил небольшой полигенный палеовулкан, сложенный лавами и туфами латитов. В районе мыса Средний Кедровый расположена сложно построенная толща вулканогенных образований, состоящая из разноранговых палеовулканических построек. По данным А.А. Бухарова эта толща залегает с размывом на граносиенитах яральского комплекса (по его мнению, первой фазы ирельского комплекса). Н.А. Срывцев считает, что она также относится к ламборскому комплексу.

Петрография. По петрографическим данным состав пород комплекса варьирует от латитового до трахириодацитового, с преобладанием кварцевых латитов. Текстура лав обычно массивная, реже миндалекаменная, структура порфировая, в основной массе фельзитовая, криптозернистая, в центральных частях мощных покровов и экструзивов, а также в субвулканических разностях она микромонцитонитовая, микросимплектитовая или микрогранитовая. Среди вкрапленников, имеющих размеры 2-6 мм, преобладает плагиоклаз, реже наблюдаются калишпат и пироксен.

Средний нормативный состав показывает, что в покровных разностях плагиоклаз резко преобладает над калишпатом (табл. 4.21). Субвулканические разности четвертой фазы близки по составу лавовым образованиям, а в монцитонитах третьей фазы эти соотношения меняются на противоположные. Плагиоклаз соответствует андезину с высоким нормативным содержанием ортоклаза ($Al_{66} An_{22} Or_{12}$). Калишпат во вкрапленниках представлен микроклин-пертитом с высоким содержанием минала альбита ($Or_{55} Ab_{43} An_2$). В основной массе он образует с кварцем слабо индивидуализированный агрегат. При раскристаллизации возникает симплектитовая структура. Пироксен присутствует как в порфировых вкрапленниках, так и в виде мелких кристаллов в основной массе. Как правило, он интенсивно хлоритизирован. Нормативный его состав в покровных разностях ($Wo_{20} En_{34} Fs_{46}$) соответствует субкальциевому авгиту с коэффициентом железистости 57, в субвулканических телах ($Wo_{16} En_{43} Fs_{39}$) – авгиту с коэффициентом железистости 45. Биотит имеет красноватую окраску, свойственную высокотитанистым разновидностям. Рудный минерал представлен высокоокисленным магнетитом. Иногда он присутствует в концентрациях, достигающих 10 %. В наземных разностях магнетит более окислен ($Mt_{28} Il_{24} Ge_{43}$) и меньше содержит титана, чем в субвулканических телах ($Mt_{28} Il_{46} Ge_{26}$). Он, как правило, ассоциирует с биотитом в виде кристаллов кубической формы размером 1-2 мм.

Таблица 4.21

Средний нормативный состав пород ламборского комплекса, %

Фаза	Породы	Пл	Ор	Кв	Рог	Би	Мт
Третья	Монцитониты	28	42	15	5	6	4
	Кварцевые монцитониты	25	45	20	3	4	3
	Кварцевые латиты эндоконтактной фации	41	31	19	2	3	4
	То же, трахириодациты	29	33	30	2	3	3
	Латиты покровные	43	23	15	6	7	5
Четвертая	Кварцевые монцитониты	43	26	16	4	5	6
	Кварцевые латиты лавовых фаций	41	26	19	4	6	3
	То же, бас. р. Молокон	38	26	22	5	5	3

Трахидациты и трахириодациты отличаются от латитов повышенными содержаниями кварца (до 22 %), а пироксен в них отсутствует.

Туфы распространены весьма широко. Размерность обломков в них колеблется от пепловых до гигантоглыбовых. Среди них преобладают литокластические и кристаллолитокластические разности. Часто отмечаются игнимбриты, которые отличаются от туфов признаками спекания. В небольших объемах присутствуют туфолавы, кластолавы, шаровые лавы и игниспумиты.

4.4.2. ЧАЙСКАЯ СВИТА (ЧАЙСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС)

Чайская свита была выделена В.В. Домбровским в бассейне р. Чаи [1940]. В последующем было установлено, что слагающие ее породы широко распространены на западных склонах Аkitканского хребта, в меньшем объеме наблюдаются в центральной его части (см. рис. 3.3, 3.4). Это толща преимущественно грубообломочных пород с подчиненным объемом вулканогенных образований. Вулканогенные образования выделяются в чайский комплекс.

Нижняя граница свиты проводится по горизонту конгломератов, залегающих на разных породах ламборского комплекса и на эффузивах домугдинского комплекса. Она вместе с ламборским комплексом не затронута процессами регионального метаморфизма. А.А. Бухаров [1973] считает, что вулканогенные образования ламборского комплекса переслаиваются с груботерригенными отложениями, составляющими основной объем чайской свиты.

Грубообломочные отложения чайской свиты начали накапливаться после перерыва, возможно несовместного, во время которого вулканические постройки ламборского комплекса представляли собой положительные формы рельефа и подвергались эрозии. Так на левобережье р. Черепанихи отложения чайской свиты залегают на отпрепарированном эрозией неровном рельефе. Накопление осадков чайского времени началось между выходами экструзивных тел ламборского комплекса, а затем распространилось и на них. Объединение преимущественно терригенных отложений и в основном вулканогенных образований, слагающих разные уровни разреза в одну свиту, на наш взгляд, неправомерно.

Верхняя граница чайской свиты определяется прорыванием ее дайками могольского комплекса и налеганием на нее с угловым несогласием байкальской серии средне-позднерифейского возраста. Их контакт был вскрыт нами горными выработками на правом борту долины р. Ревуны при выходе ее из гольцов.

На западе пояса внизу и верху разреза чайской свиты преобладают грубообломочные отложения, в средней части наблюдается горизонт пестроокрашенных мелкозернистых отложений, иногда с карбонатным цементом в ассоциации с вулканогенными образованиями. Такое строение разреза позволяет разделить чайскую свиту на три подсвиты. В бассейне р. Чаи горизонт вулканогенно-терригенных отложений отсутствует, поэтому здесь выделяется только две подсвиты [Мац, 1965]. Видимая мощность свиты колеблется в пределах 600-2000 м.

Нижнечайская подсвита сложена преимущественно конгломератами, часто крупновалунными, гравелитами и разнозернистыми песчаниками с редкими валунами. Обломки в них обычно плохо окатанные. В ее строении можно увидеть грубую ритмичность и косую слоистость пролювиального и аллювиального типов. В конгломератах и гравелитах, среди крупных обломков, кроме подстилающих вулканитов, присутствуют разнообразные гранитоиды, сиенитоиды, пегматиты, гранитогнейсы, кварциты. Состав обломков по латерали изменчив, что свидетельствует о близости их источников.

Песчаники имеют преимущественно полевошпатово-кварцевый или кварцево-полевошпатовый состав. Содержание обломков кварца составляет 40-70 %, микроклин-пертита, решетчатого и нерешетчатого микроклина – 15-50 %, кислого плагиоклаза – до 10 %. В небольших количествах присутствуют обломочные мусковит, биотит, карбонат. В бассейне р. Безымянки, левого притока р. Кутимы встречены осадочные отложения, состоящие на 60-90 % из обломков решетчатого и нерешетчатого микроклина размером до 2 см, часто сохранивших свою таблитчатую форму. На отдельных участках, особенно в низах разреза, иногда присутствуют в повышенном количестве обломки вулканитов. В этих случаях окраска пород становится пестроцветной, а состав - полимиктовым.

Среднечайская подсвита внизу имеет постепенный переход с нижнечайской. В ее составе внизу залегает пачка алевролитов и мелкозернистых песчаников, пропитанных гидроокислами железа и марганца. Породы имеют пестроцветную окраску с преобладанием вишневого цвета и горизонтальную слоистость. По-видимому, они накапливались в озерных условиях. Благодаря высоким содержаниям гидроокислов железа и марганца эта пачка служила геохимическим барьером для соединений урана. В результате пачка характеризуется общим повышенным фоном радиоактивности, участками содержание урана достигает сотых долей процента.

В верхах этой пачки появляется примесь мелкообломочного и пеплового туфового материала. Она сменяется вулканогенными образованиями, выделенными нами в чайский комплекс [Докембрийские..., 1979]. Они представлены трахириодацитами и слагают линейно вытянутые экструзивно-лавовые тела, расположенные кулисообразно. Эти тела с перерывами прослеживаются вдоль западной окраины пояса более чем на 300 км. Длина отдельных тел составляет 10-20 км, ширина – до 2 км.

Расстояние между телами не превышает 20 км. В корневых частях экструзивные тела имеют вид крутопадающих дайкоподобных интрузивных тел мощностью до 1 км. На отдельных участках экструзивно-лавовые тела сопровождаются небольшими объемами туфов, которые обычно предшествовали их формированию. Формирование экструзивно-лавовых тел происходило в один, иногда два акта извержения.

В разрезе среднечайской подсветы очень редко наблюдаются шошониты, слагающие моногенные палеовулканы. Один из таких палеовулканов расположен на правом водоразделе р. Нижний Моголь. Здесь среди мелкозернистых песчаников закартирован покров шошонитов площадью 50×100 м и мощностью 5 м. В его основании в интервале 0,1-0,3 м шошониты имеют афанитовое строение и примесь песчинок, захваченных в процессе течения лавы по рыхлым отложениям. Выше в них возрастает зернистость до визуально видимой. Вверху покрова образовалась шлаковая корка, трещины в которой заполнены песчаным материалом, что свидетельствует о быстром захоронении покрова. Подводящий канал представлен крутопадающей дайкой мощностью 5-7 м.

В формировании Ревуньского палеовулкана выделяется три фазы. Породы первой фазы слабают участок изометричной формы, в центре которого выходят жерловые лавобрекчии с крутозалегающей флюиальностью. Среди них расположена дайка игнимбритов мощностью первые метры и протяженность около 10 м. Диаметр жерла составляет около 100 м. Окружено оно туфами, часто гигантоглыбовыми с линзами лавобрекчий, лав, игнимбритов. Видимая мощность туфовой оторочки вокруг жерла 30-50 м, ширина выхода 300 м. На ее простирании, на удалении от жерла 1-2 км выходят терригенные отложения с редкими вулканогенными обломками. Вероятно, туфовая пачка по простиранию замещается терригенными отложениями. Во вторую фазу формировались линейные экструзивы, которые прослеживаются далеко за пределы Ревуньского палеовулкана. Подводящие каналы экструзивных тел смещены относительно жерла первой фазы к востоку. По-видимому, вторая фаза совпадала во времени с формированием выше рассмотренных линейных экструзивно-лавовых тел. В третью фазу подводящие каналы сместились на периферию вулкана. Вначале накапливались агломератовые туфы с линзами туфитов и примесью аркозового материала. Затем следовали излияния лав, завершившиеся формированием экструзивных тел, которые вверху и по периферии переходят в сферолоидные лавы. Размеры сферолоидных выделений колеблются в пределах 5-10 см и составляют они 10-80 % породы. Шаровые обособления сцементированы магмой того же состава и строения, но более светлой окраски.

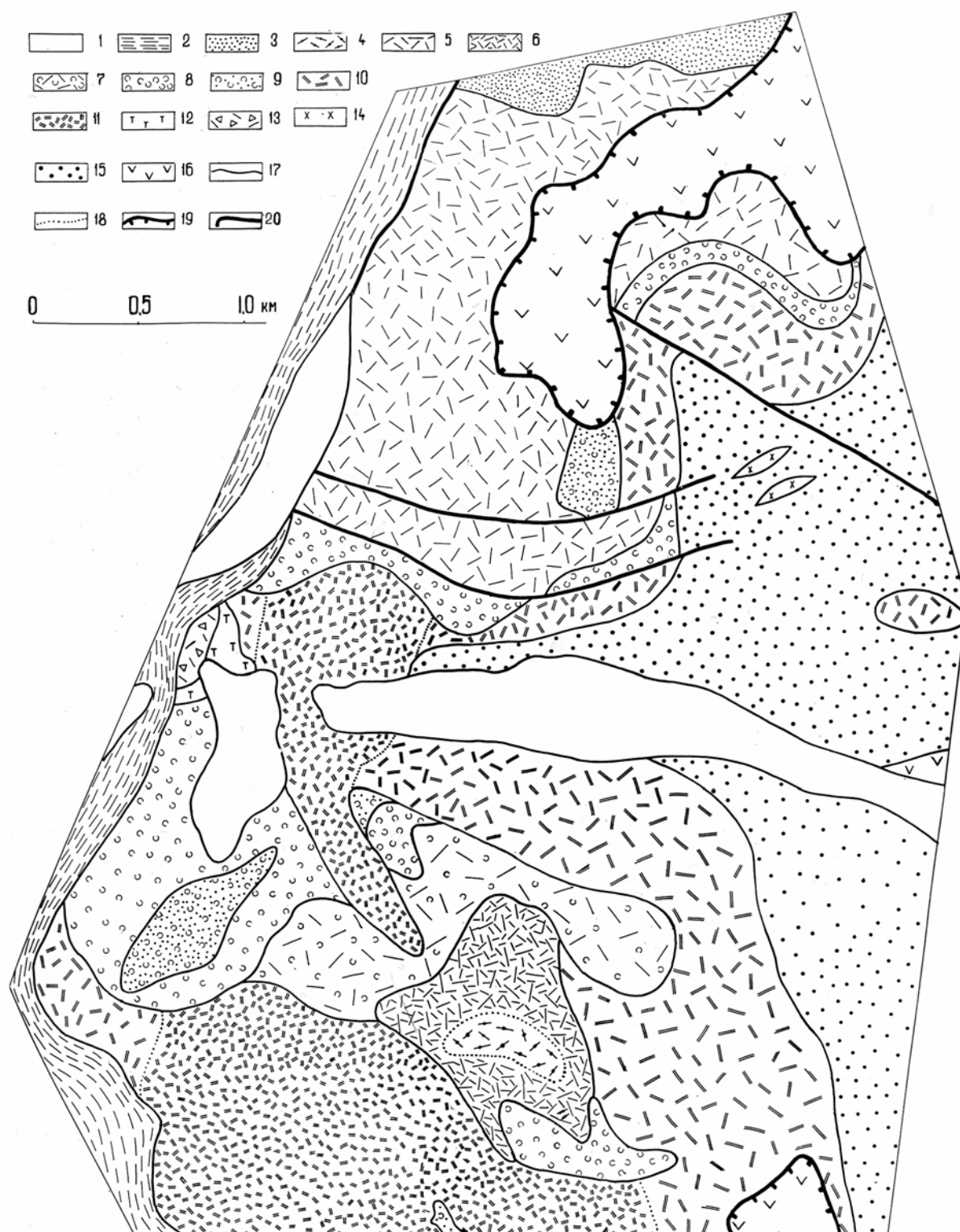


Рис. 4.41. Геологическое строение Ревуньского палеовулкана чайского комплекса:

1 - кайнозойские отложения; 2 - байкальская серия, осадочные породы; 3 - верхнечайская подсвита, терригенные породы; 4-14 - чайский вулканический комплекс, породы: 4-9 - третьей фазы (4 - сфероидальные лавы, 5 - экструзивные образования, 6 - массивные лавы, 7 - лавобрекчии, 8 - туфобрекчии, 9 - туфогенно-терригенные), 10-11 - второй фазы (10 - массивные лавы, 11 - экструзивные образования), 12-14 - первой фазы (12 - глыбовые туфы, 13 - жерловые брекчии, 14 - дайки); 15 - терригенные породы нижнечайской подсвиты; 16 - ламборский вулканический комплекс, латиты; 17-20: границы: 17 - геологические, 18 - фациальные, 19-20 - тектонические (19 - надвиги, 20 - прочие разломы)

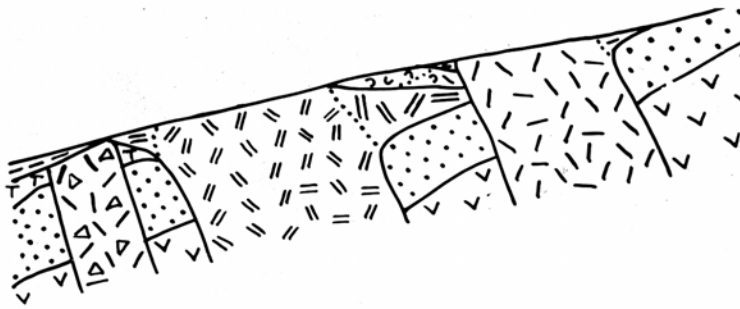


Рис. 4.42. Обобщенный разрез Ревуньского палеовулкана:
условные обозначения см. рис. 4.41

днище прогиба на фоне заполнения его терригенными отложениями – продуктами разрушения пород гранитоидного состава.

Подобные вулканические постройки существовали в чайское время и на других участках западной окраины пояса. Кроме Ревуньского вулкана, они установлены нами на левом водоразделе р. Рассохи и О.М. Можаровским в бассейне р. Северной Домутки.

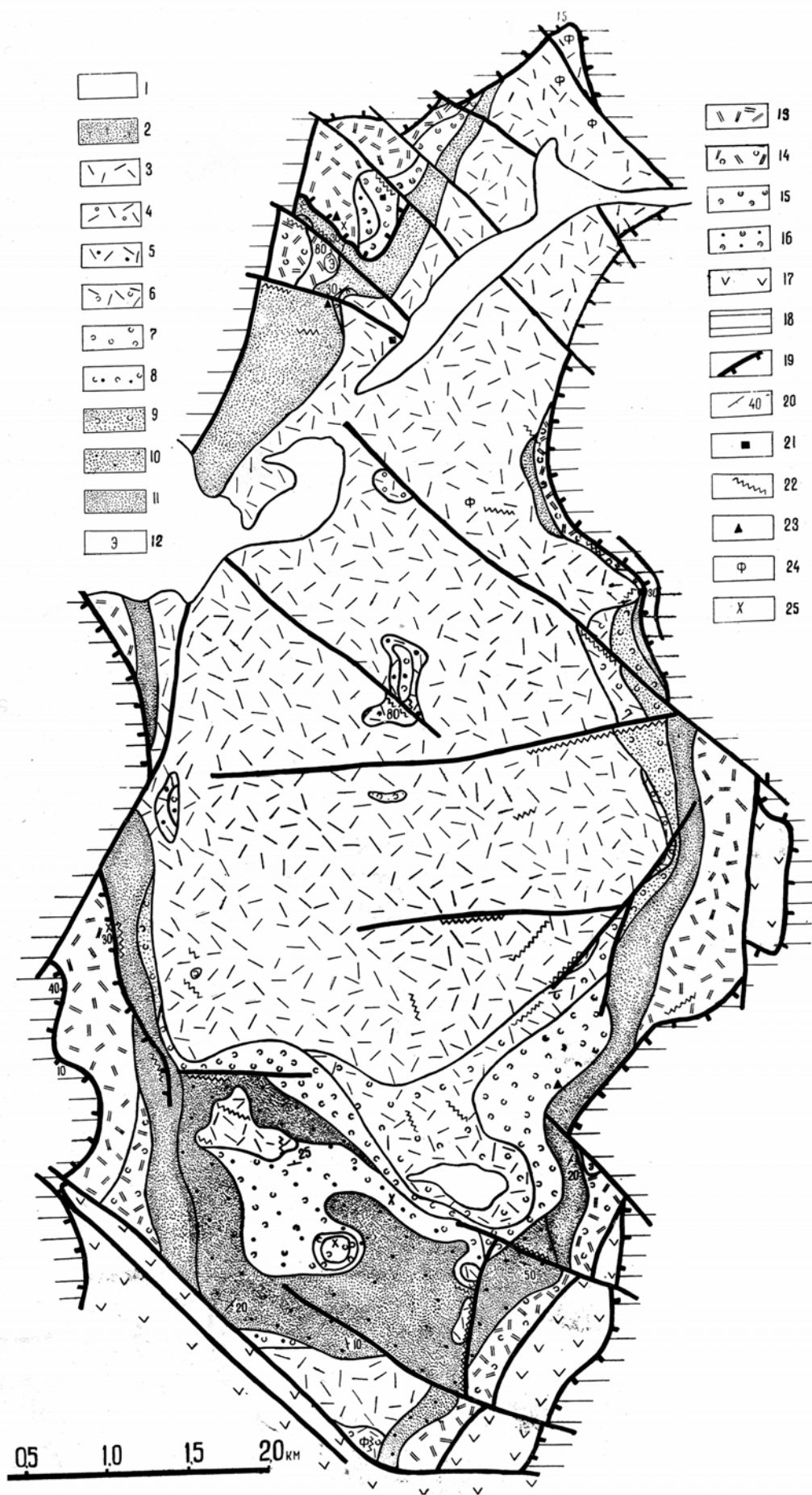
В центральной части пояса аналоги чайского комплекса известны лишь в вершине р. Гольцовой, где располагается **Гольцовский палеовулкан**. Впервые этот палеовулкан был выявлен нами [Булдыгеров, 1970]. Изучался он также А.А. Бухаровым и М.М. Чагиным, назвавшие его Черепаниховским [1972]. Они относят слагающие его образования к низам домугдинской свиты и определяют тип постройки как полигональную кальдеру с трещинно-линейным типом извержения вначале и центральным – в конце.

По нашим данным, Гольцовская палеовулканическая постройка (рис. 4.43, 4.44) со всех сторон ограничена тектоническими нарушениями. Крутопадающие разломы в большинстве связаны с формированием палеовулкана и ограничивали кальдеру проседания. Надвиги являются более поздними дизъюнктивами. В современном эрозионном срезе палеовулкан имеет линзовидную форму, вытянутую в меридиональном направлении, с максимальным размером 4×8 км. Слагающие его породы относятся к чайской свите на основании близости петрогеохимического состава вулканитов и того, что они, располагаясь среди подвергшихся метаморфизму пород домугдинского и куленянского комплексов, вместе с образованиями ламборского комплекса не затронуты процессами регионального метаморфизма. Не исключена их принадлежность к ламборскому или даже хибеленскому комплексам.

Центральную часть вулкана занимает экструзивный купол риолитов линзовидной формы размером 3×6 км, внедрившийся в туфогенно-терригенные отложения, основание которых не вскрыто в современном эрозионном срезе. Эти отложения представлены в основном разнотерригенными песчаниками, иногда с примесью пеплового и псаммитового вулканогенного материала. Терригенная составляющая имеет преимущественно кварцево-полевошпатовый состав. Внизу разреза они прорваны экструзивом, а сверху содержат обломки слагающих его пород. Следовательно, рост купола происходил на фоне накопления осадков, терригенный материал которых Вприподнятой части купола породы имеют порфировое криптозернистое строение, иногда слабо выраженную флюидальную текстуру и темно-красную окраску. С удалением от нее возрастает зернистость основной массы, структура становится микрогранофировой, цвет – светло-розовым. В апикальных частях купола массивные риолиты переходят в сферолоидные разности, сходные с подобными образованиями Ревуньского палеовулкана. Снизу вверх размер сферолоидных обособлений возрастает от первых миллиметров до 20-30 см. Составляют они 50-80 % породы и при выветривании легко отделяются от лавового цемента.

Рис. 4.43. Геологическое строение Гольцовского палеовулкана чайского комплекса:

1 – кайнозойские отложения; 2-15 – чайский вулканический комплекс, породы: 2 – первой фазы, туфогенно-терригенные, 3-11 – второй фазы: 3-5 – экструзивные массивные (3), миндалекаменные (4) и сферолоидные (5), 6 – лавобрекчии, 7 – туфобрекчии, 8 – бомбовые туфы; 9 – лахаровые конгломераты; 10 – груботерригенные отложения, 11 – песчаники; 12-16 – третьей фазы: 12 – экструзивные, 13 – эффузивные, 14 – лавобрекчии, 15 – туфобрекчии, 16 – бомбовые туфы; 17 – ламборский вулканический комплекс, латиты; 18 – куленянский вулканический комплекс, трахиандезиты; 19 – разломы (с бергштрихами надвигов); 20 – элементы залегания слоистости; 21 – сульфидизация; 22 – зоны окварцевания; 23 – карбонатизация; 24 – флюоритизация; 25 – участки с урановой минерализацией



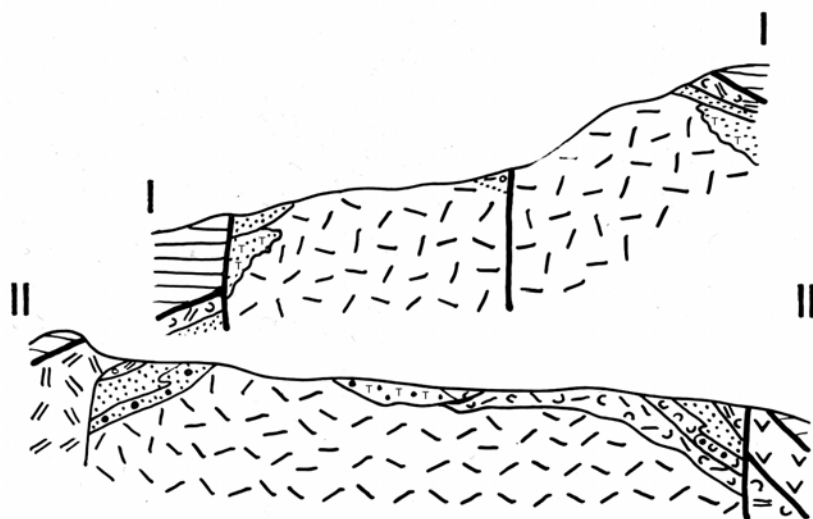


Рис. 4.44. Разрезы северной (I-I) и южной (II-II) частей Гольцовского палеовулкана чайского комплекса:

условные обозначения см. рис. 4.43

Выше туфогенно-терригенной пачки экструзивное тело окружено сложно переслаивающейся толщей лавобрекчий, игнимбритов, лав и туфов. К югу от него среди этих пород располагается еще ряд мелких экструзивов, окруженных оторочкой сферолоидных лав и ту-

фов. Среди туфов вулкана преобладают разности, состоящие из округлых обособлений сферолоидных лав, сцементированных псаммитовым и пепловым туфовым материалом. По-видимому, эксплозивные взрывы дробили застывшие сферолоидные лавы, из которых легко выкалывались шаровые обособления. Мощность этих туфов достигает 10 м.

Туфогенные породы по простиранию сменяются и перекрываются терригенными вулканомиктовыми отложениями. Среди них выделяются весьма своеобразные несортированные лахаровые конгломераты, сложенные шарами сферолоидных образований, составляющими до 90 % породы. Шаровые образования часто соприкасаются друг с другом. Пространство между шарами, имеющее форму сферических треугольников, выполнено песчаным материалом. По латерали лахаровые конгломераты часто переходят в отложения, отличающиеся меньшим объемом крупных обломков вулканитов и появлением слоистости.

По периферии вулканической постройки на осадочные отложения налегает сложно построенная пачка эффузивов, лавобрекчий и туфов в ассоциации с небольшими экструзивными телами, vyplнявшими, по-видимому, подводные каналы.

Разрывные нарушения в пределах вулканической постройки, кроме более поздних надвигов, связаны с ее формированием. Одни из них ограничивают постройку, придавая ей вид полигональной кальдеры, другие относятся к радиальной системе нарушений. К этим разломам, особенно ограничивающим кальдеру и пересекающим грубообломочные туфы, приурочены окварцевание, гематитизация, сульфидизация, флюоритизация и урановое оруденение.

В формировании Гольцовского вулкана, как и Ревуньского, можно выделить три фазы. В первую фазу происходили небольшие выбросы туфов на фоне накопления терригенных отложений. Возможно, под ними находятся вулканиты первой фазы. Во вторую фазу сформировались экструзивные тела с потоками лав и выбросами туфов, сопровождаемые образованием кальдеры проседания. В конце фазы накапливались терригенные отложения, преимущественно за счет разрушения центрального экструзивного купола. Судя по мощности пачки терригенных отложений, проседание кальдеры было неравномерным. На западе и юге кальдеры их мощность достигает 100 и более метров, на востоке - не превышает 10 м. В третью фазу вулканическая деятельность контролировалась в основном разломами, ограничивающими кальдеру. В это время чередовались излияния лав и эксплозии, в конце возникли мелкие экструзивные купола.

Верхнечайская подсвита по своему строению похожа на нижнечайскую. Отличается она существенно кварцевым составом. Внизу ее разреза присутствуют крупновалунные конгломераты. Размеры обломков в конгломератах иногда превышают 1 м. Среди них часто наблюдаются обломки кварца, лейкогранитов и пегматитов. Есть обломки темно-вишневых кислых вулканитов, которые в пределах пояса не отмечались. В.Д. Мац указывает, что подобные вулканиты присутствуют в керне скважин, пробуренных к западу от пояса. Вверх по разрезу уменьшается размер обломков, возрастает содержание кварцевых обломков, появляются прослои высокоглиноземистых сланцев.

По замерам косой слоистости, положению валунов в конгломератах и песчаниках устанавливается, что терригенный материал привносился с запада. Значительное и резкое изменение состава обломков, слабая их окатанность и большой объем обломков полевых шпатов свидетельствует о не-

значительном переносе терригенного материала. В бассейне р. Чаи эти отложения выделены в самостоятельную окуньскую свиту, сопоставляемую с пурпольской свитой Патомского нагорья. В связи с этим в серийной легенде Бодайбинской серии листов масштаба 1: 200 000 окуньскую свиту относят к раннему рифею, а чайскую свиту - к раннему протерозою.

В.К. Головенко пришел к выводу о постепенном переходе между чайской и окуньской свитами с возрастанием кварцевой составляющей в терригенных отложениях и глиноземистости в аргиллитах. Это подтвердили исследования В.Д. Белогура, составлявшего детальный разрез на правом берегу р. Чаи. По его данным, образования, выделяемые в окуньскую свиту, неразрывно связаны с нижележащими отложениями чайской свиты постепенным переходом через нарастание кварцевой составляющей в песчаниках и повышение содержания Al_2O_3 в аргиллитах (табл. 4.22). По данным В.К. Головенко содержание глинозема в сланцах верхов окуньской свиты достигает 29 %. Подобное же изменение разреза наблюдалось нами в междуречье Рассохи и Кутимы. Это обусловлено постепенным выполаживанием рельефа и возрастанием интенсивности химического выветривания в области сноса. В пурпольской же свите высокосозревшие отложения слагают низы разреза. Она залегает на раннедокембрийских образованиях с корой выветривания в основании. Вверх по разрезу в пурпольской свите зрелость осадков уменьшается, что свидетельствует о нарастании расчлененности рельефа. То есть, в чайской и пурпольской свитах тенденции изменения разреза, а следовательно, и условий накопления противоположны, поэтому их нельзя сопоставлять между собой.

Таблица 4.22

Петрохимический состав пород чайской и окуньской свит на правом берегу р. Чаи
(данные В.Д. Белогура), мас. %

Окислы	Песчаники чайской свиты				Песчаники окуньской свиты				Аргиллиты окуньской свиты		
SiO ₂	83,75	84,45	81,40	88,35	92,99	93,84	92,47	90,51	58,49	65,62	53,73
TiO ₂	0,22	0,41	0,35	0,10	0,14	0,13	0,15	0,17	1,43	1,64	0,98
Al ₂ O ₃	8,28	6,75	9,25	7,04	4,58	3,95	3,68	4,82	16,38	18,63	20,87
Fe ₂ O ₃	1,34	2,89	2,45	1,02	0,27	0,78	0,73	0,78	4,58	3,29	7,64
FeO	0,53	0,25	0,14	0,10	0,07	0,14	0,18	0,10	3,91	0,30	1,47
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,11	0,01	0,06
MgO	0,76	0,56	0,84	0,36	0,12	0,08	0,32	0,40	7,14	1,37	3,07
CaO	0,17	0,28	0,28	Сл.	0,05	0,05	0,05	0,05	0,11	Сл.	1,06
Na ₂ O	1,25	0,79	0,56	0,08	0,05	0,05	0,08	0,06	0,05	0,10	0,81
K ₂ O	2,55	2,25	3,11	1,75	0,39	0,25	1,55	2,05	0,49	4,81	6,84
P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,06	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,07	0,06	0,23
nnn	1,07	1,80	1,47	1,40	1,06	0,82	0,71	0,87	7,24	4,35	3,70
Σ	99,99	99,89	99,93	100,23	99,70	100,12	99,95	99,84	100,0	100,18	100,46

Таким образом, чайская свита (вулканический комплекс) формировалась в условиях прогиба, который имел асимметричный поперечный профиль. Опускание днища прогиба на западе было более интенсивным, поэтому здесь у подножия крутого борта накапливались мощные преимущественно грубообломочные отложения. Источник обломочного материала располагался не далее первых километров к западу от современных выходов пород чайской свиты. Преобладали пролювиальные и аллювиальные фации. Размыву подвергались метаморфические, интрузивные и пегматоидные образования преимущественно кислого, иногда сиенитового состава, слагающие фундамент Сибирской платформы. В.Д. Мац [1965] в бассейне р. Чаи определил, что снос терригенного материала в чайское время происходил в основном с Чуйского геоблока и, в меньшей степени, со стороны Сибирской платформы. Возможно, на севере прогиба восточный борт был более крутым, чем западный. Породы пояса подвергались эрозии лишь в самом начале формирования чайской свиты, а затем были перекрыты ею. В области размыва во времени возрастала степень выветривания, о чем свидетельствует рост зрелости осадков вверх по разрезу чайской свиты.

Вулканическим извержениям чайского времени предшествовало некоторое поднятие днища прогиба и выполаживание рельефа, обусловленное давлением поднимающейся магмы. Об этом свидетельствует уменьшение зернистости осадочных отложений и смена перед началом вулканических извержений пролювиально-аллювиальных фаций озерными. Вулканогенные процессы были распределены неравномерно. Наиболее интенсивно и многофазно они протекали ближе к центру пояса, где формировались разрозненные полигенные вулканы, осложненные кальдерами проседания. Вдоль за-

падной периферии пояса возникли лишь экструзивные тела трещинного типа, сопровождаемые небольшими объемами лав и туфов и переходящие в субвулканические образования. Вулканогенные извержения происходили на фоне опускания днища прогиба, сопровождаемого привносом экзотического терригенного материала, что способствовало быстрому захоронению вулканических построек. После затухания вулканической деятельности опускание днища прогиба продолжалось еще какое-то время с постепенным сглаживанием рельефа и возрастанием интенсивности процессов выветривания в области сноса терригенного материала.

4.5. ДАЙКИ ОСНОВНОГО СОСТАВА

Дайки основного состава в пределах пояса встречаются довольно часто. Специально их исследованием не занимались. Все они объединялись в чайский комплекс и считались внедрившимися после накопления осадков чайской свиты. Преобладают дайки субширотного и северо-западного поперечного относительно пояса простирания. Размеры их колеблются от сантиметров до сотен метров по ширине и от десятков метров до первых десятков километров по длине.

Контакты с вмещающими породами чаще всего резкие иногда с небольшими апофизами и ксенолитами. Обычно хорошо выражена зона закалки, представленная породами базальтового облика. Ими же сложены и маломощные дайки. Мощность зоны закалки зависит, по-видимому, от глубины застывания даек. К центральным частям более мощных даек породы базальтового облика сменяются габбро-диабазами, а затем габбро вплоть до появления среднезернистых разностей. Экзоконтактовые изменения в большинстве случаев выражены оторочками ороговикованных пород мощностью в первые сантиметры.

Около отдельных даек наблюдаются процессы подплавления пород гранитового состава. Так в бассейне верхнего течения р. Домугды среди среднезернистых палингенно-метасоматических порфиробластовых гнейсо-гранитов даванского комплекса расположена дайка габбро мощностью первые десятки метров. Она прослежена более чем на 5 км и внедрилась после формирования вмещающих гранитоидов, так как имеет зону закалки более мелкозернистых пород. На контактах гнейсо-граниты на мощность до 10 см превращены в мелкозернистые аплитовидные граниты, которые по трещинам проникают в дайку на расстоянии до 15 см. При изучении небольших изолированных обнажений можно прийти к ошибочному выводу о до гранитовом возрасте этой дайки.

Анализ первичного материала показывает, что дайки основного состава в пределах пояса разнообразны по возрасту и составу. В блоках пород первого цикла формирования пояса есть дайки габброидов кутимского комплекса. Имеются дайки габброидов, выполняющие подводящие каналы малокозинского времени. В бассейне р. Кунермы О.М. Можаровский наблюдал дайку, прорывающую породы дельбичиндинского комплекса и прорываемую гранитоидами яральского комплекса. Н.К. Коробейников описал дайку основного состава в бассейне р. Ярал, интродуцирующую породы яральского комплекса и прорываемую палингенными гранитоидами. В бассейне р. Кутимы нами установлена дайка основного состава, прорывающая вулканиты домугдинского комплекса и прорываемая монцонитами ламборского комплекса. Имеются данные о наличии в метаморфизованных породах даек габброидов, в одних случаях превращенных в амфиболиты, в других – не метаморфизованных. Есть дайки габброидов, выполняющих подводящие каналы вулканов чайского времени. В бассейне р. Чай Т.А. Дольник выявлены дайки, прорывающие чайскую свиту, но перекрытые с размывом отложениями байкальской серии.

Таким образом, в пределах пояса существуют разновозрастные дайки основного состава. На основании выше приведенных данных можно предполагать, что все стадии и циклы формирования пояса завершались их внедрением. Наиболее четко дайки основного состава разделяются по соотношению с процессами регионального метаморфизма. Дайки, прорывающие чайскую свиту, объединяются нами в могольский комплекс. Магматические породы моложе байкальской серии среднепозднерифейского возраста в пределах пояса не известны.

4.6. НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОЯСА

Таким образом, в формировании СБВПИ выделяется три цикла, разделенные периодами прекращения вулканической деятельности, поднятия региона, складчато-надвиговых дислокаций и метаморфических изменений. Эти изменения имели зональный характер и нарастали преимущественно с запада на восток. Метаморфизм между первым и вторым циклом достигал эпидот-амфиболитовой фации. Наиболее интенсивными эти процессы были между вторым и третьим циклами, когда они

достигали условий амфиболитовой фации, сопровождалась метасоматозом и палингено-метасоматическим гранитообразованием. После второго цикла метаморфические изменения в пределах пояса не проявлялись, но отмечаются к востоку от него. В общем, наблюдается зависимость интенсивности вулканизма и последующих затем метаморфических процессов.

Циклы состоят из стадий, которые разделялись периодами прекращения вулканической деятельности и поднятием региона. Существенных изменений пород в промежутки между стадиями не отмечается. Лишь отложения четвертой стадии второго цикла (хибеленского комплекса) залегают с размывом на породах второй стадии этого же цикла (дельбичиндинского и куленянского комплексов), метаморфизованных в зеленосланцевой фации.

Осадочно-вулканогенные отложения накапливались в относительно узком грабеноподобном прогибе. Каждая стадия начиналась и заканчивалась накоплением осадочных отложений (рис. 4.45, 4.46). Эта закономерность не установлена лишь для первого цикла ввиду фрагментарности выходов его пород и эрозии, проявлявшейся после каждой стадии. Наиболее мощные толщи осадочных отложений накопились в начале второго (малокосинская свита) и в конце третьего (чайская свита) циклов. Осадконакопление продолжалось у бортов прогиба в течение всех стадий, сменяя по латерали вулканогенные образования, а в периоды затухания вулканической деятельности распространялось на всю территорию прогиба. Преобладали грубообломочные осадки, лишь перед вулканическими извержениями и в периоды их проявления осадки становились более тонкозернистыми вплоть до глинистых, а иногда в небольших объемах осаждался карбонатный материал. Поступавший с бортов прогибов осадочный материал имел преимущественно кварцево-полевошпатовый состав с переменными соотношениями этих минералов. В крупных обломках преобладают магматические и метаморфические породы кислого и среднего составов. По периферии вулканических построек он смешивался с вулканическим и (или) туфогенным.

Можно выделить периоды вулканической деятельности нескольких порядков, в течение которых ее интенсивность вначале нарастала, а затем уменьшалась. Все вулканы пояса образуют период вулканической деятельности первого порядка с наиболее интенсивными извержениями во второй цикл формирования пояса. Периоды вулканической деятельности второго и третьего порядка проявлялись в течение циклов и стадий формирования пояса (табл. 4.23).

В каждой стадии вулканические извержения начинались с эксплозий разной интенсивности. Затем следовали преимущественно экструзивно-лавовые извержения, а в конце внедрялись субвулканические и гипабиссальные тела и вновь проявлялись эксплозии. В общем, в составе вулканитов преобладали экструзивно-лавовые образования. В несколько меньших масштабах формировались субвулканические образования. Туфовые фации распространены в подчиненном объеме. Лишь в Большеминском и Баргундинском комплексах первого цикла они преобладают.

Таблица 4.23

Фациальный состав образований Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса, %.

Комплексы, свиты	Фации					Объем вулканитов, км ³
	терригенные		вулканогенные		субвулканические	
	полимиктовые	вулканомиктовые	эксплозивные	экструзивно-лавовые		
Чайская	75	5	3	10	7	400
Ламборский	2	8	25	40	25	1500
Хибеленский	4	1	5	60	30	3000
Домугдинский	3	1	1	65	30	9000
Куленянский	10	5	10	60	15	8000
Малокосинская	80	8	4	6	2	100
Баргундинский	5	25	55	10	5	?
Большеминский	2	8	70	15	5	?
Иликтинская	50	15	5	25	5	?

Состав магматических образований в течение циклов и стадий в общих чертах изменялся преимущественно в гомодромной последовательности. Но в конце стадий направленность изменения состава часто менялась на антидромный. Можно предположить, что все стадии завершались внедрением даек основного состава.

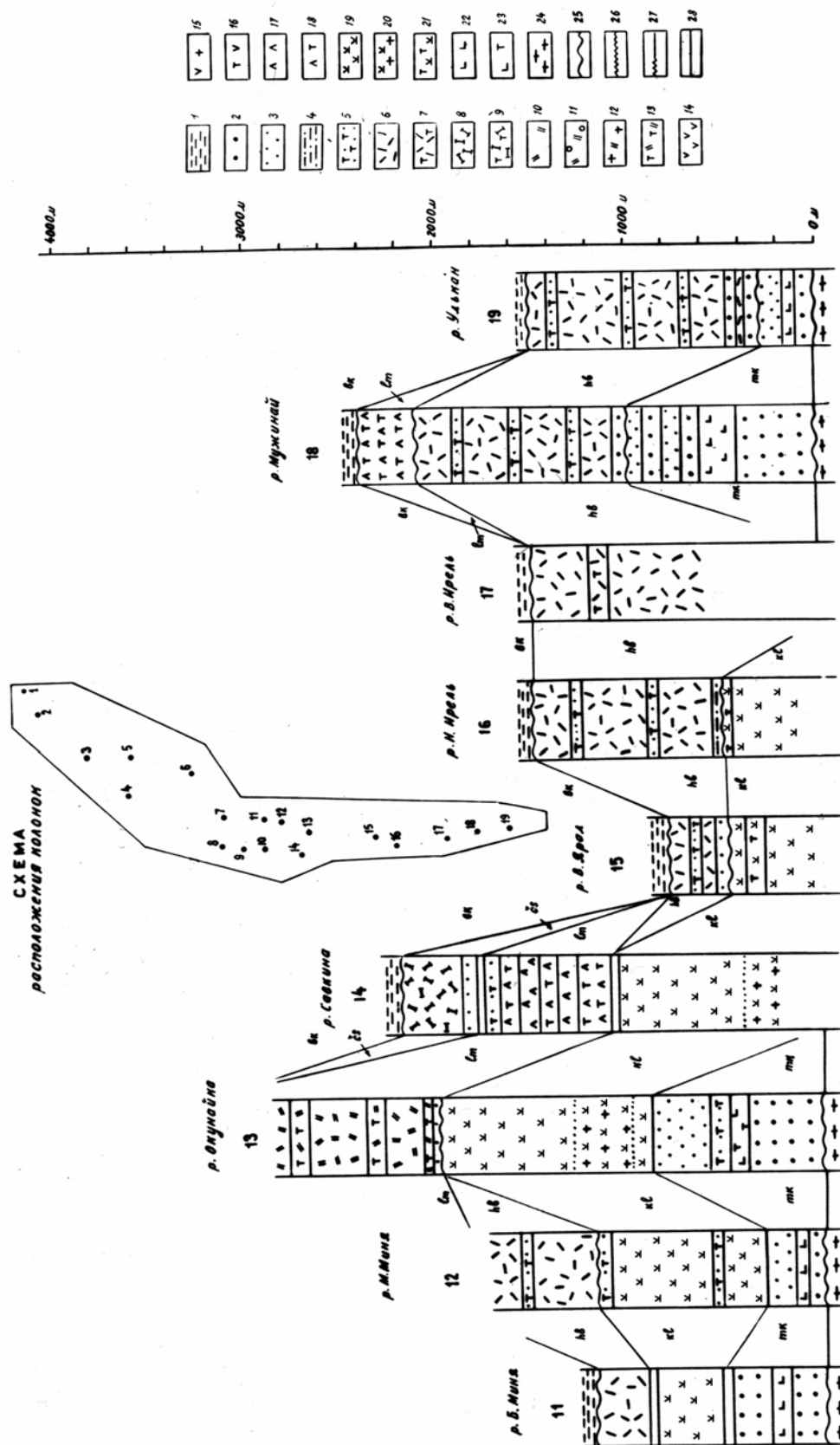


Рис. 4.45. Сопоставление стратиграфических колонок второго и третьего циклов формирования севера Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (составлено с использованием фоновых материалов):

1 – карбонатно-терригенные породы; 2 – конгломераты и гравелиты; 3 – песчаники; 4 – алевролиты и алевро-песчаники; 5 – туфогенно-осадочные породы; 6 – риодацииты; 7 – туфы риодациитов; 8 – трахириодацииты; 9 – туфы трахириодациитов; 10–12 – трахидациты; 10–11 – афанитовые массивные (10) и миндалекаменные (11), 12 – раскристаллизованные; 13 – туфы трахидацитов; 14–15 – кварцевые латиты; 14 – афанитовые, 15 – раскристаллизованные; 16 – туфы кварцевых латитов; 17 – латиты; 18 – туфы латитов; 19–20 – трахиандезиты; 19 – массивные, 20 – раскристаллизованные; 21 – туфы трахиандезитов; 22 – базальты и трахибазальты; 23 – туфы базаль-

тоидов; 24 – гнейсы; 25-28 – границы; 25 – с угловым несогласием; 26 – с незначительным размывом; 27 – с местными перерывами; 28 – согласные; bk – байкальская серия, çs – чайская свита (вулканический комплекс), lm – ламборский вулканический комплекс, hb – хибеленский вулканический комплекс, dm – домугдинский вулканический комплекс, kl – куленянский вулканический комплекс, mk – малокосинская свита (вулканический комплекс)

4.7. ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПРЕДЕЛАХ ПОЯСА

Осадочные отложения, перекрывающие породы пояса, распространены на его западной окраине, а также прослеживаются узкими прерывистыми полосами вдоль Савкинского разлома и на востоке пояса, в том числе и в пределах Чуйского геоблока. Эти отложения представляют собой образования чехла Сибирской платформы (см. рис. 3.2, 3.3, 3.4), который после формирования пояса перекрывал его и Чуйский геоблок. Они объединены (снизу вверх) в байкальскую серию в составе голоустенской, улунтуйской и качергатской свит, ушаковскую, мотскую и усольскую свиты. Разрезы этих подразделений на западе пояса и внутри нагорья близки. Следовательно, край бассейна осадконакопления в начальный период формирования чехла платформы был значительно восточнее пояса.

В центральной части пояса, как и на его западе, внизу разреза чехла установлен стратиграфический контакт с его породами, а верхние части разреза в разной степени срезаны разломами. На одних участках сохранились только низы голоустенской свиты, на других – более высокие части разреза, кое-где вплоть до усольской свиты.

Магматические образования среди осадочных отложений чехла Сибирской платформы в рассматриваемом регионе достоверно неизвестны. Есть указания Е.В. Павловского и А.И. Цветкова о прорывании байкальской серии дайкой основного состава [1936], но при последующих исследованиях этот факт не получил подтверждения. В 1979 году появилась статья И.Н. Егорова с соавторами [1979], в которой доказывается, что вулканиты СБВПИ имеют более молодой возраст, чем байкальская серия. Они приняли надвигание вулканитов пояса на байкальскую серию за стратиграфические взаимоотношения, что убедительно доказано в процессе многочисленных геологосъемочных и тематических работ.

Возраст пород чехла платформы обосновывается комплексом строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий, а также сопоставлением с разрезом Патомского нагорья и гипостратотипом рифея в Учуро-Майском районе. В последнем случае взгляды не всегда совпадают, что приводит к разным точкам зрения на возрастное положение отдельных подразделений. Одни исследователи пришли к выводу, что байкальская серия имеет позднерифейский возраст [Хоментовский и др., 1985], другие – что ее возраст средне-позднерифейский [Дольник, Анисимова, 2001]. Вторая точка зрения, по нашему мнению, более обоснованная.

Байкальская серия на породах пояса залегает с размывом и угловым несогласием. Внизу расположена терригенно-карбонатная голоустенская свита мощностью 150-500 м. На правобережье р. Мини мощность свиты сокращается до 4-5 м. В основании ее разреза залегают гравелиты и (или) грубозернистые песчаники, иногда доломиты. Обломки пород пояса отмечаются только в самых низах свиты. Вверх по разрезу зернистость терригенных пород уменьшается. Состав обломков в них преимущественно кварцевый. В нижних и верхних частях разреза присутствуют прослои известняков и доломитов, преимущественно органогенных. Возраст голоустенской свиты определяется как среднерифейский [Дольник, Анисимова, 2001].

Голоустенскую свиту согласно перекрывает улунтуйская свита мощностью 200-1000 м, состоящая из битуминозных карбонатных отложений и углеродистых сланцев. Карбонатные породы слагают биогермовые постройки и вмещают стратиформное свинцово-цинковое оруденение. Ее возраст считается либо средне-позднерифейским, либо позднерифейским.

Завершает разрез байкальской серии согласно залегающая песчано-алеврито-аргиллитовая качергатская свита мощностью 400-1300 м. Эту свиту либо считают полностью позднерифейской и венд начинают с ушаковской свиты, либо нижние ее части относят к позднему рифею, а верхи – к раннему венду.

Ушаковская свита терригенно-глинистых отложений, относимая к венду, на подстилающих отложениях частично залегает с размывом. На правобережье р. Ревуньи нами и Т.А. Дольник (устное сообщение) наблюдался на расстоянии первых метров постепенный переход через переслаивание между типичными полимиктовыми песчаниками качергатской свиты и характерными для мотской свиты кварцевыми пес-

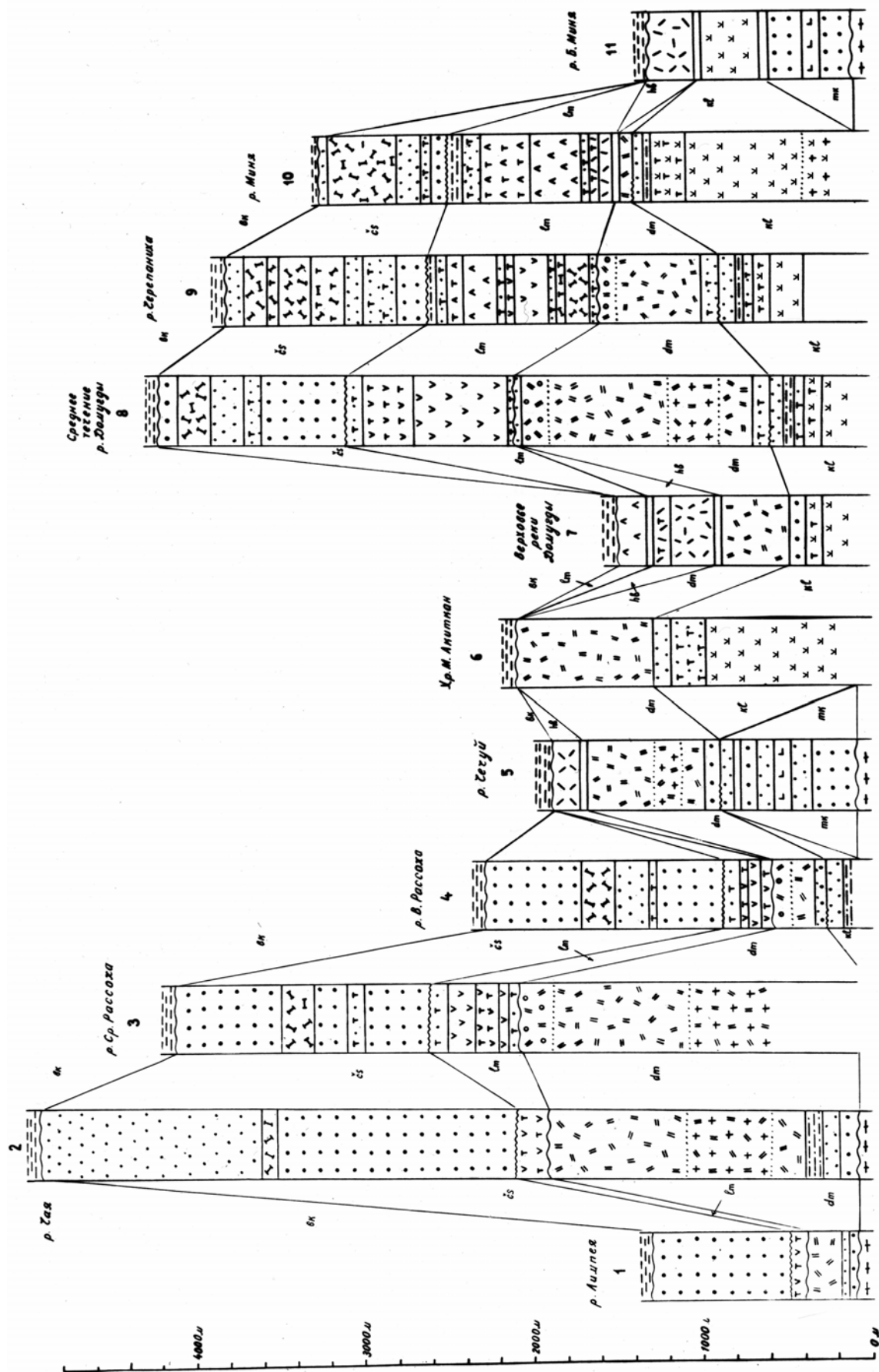


Рис. 4.46. Сопоставление стратиграфических колонок второго и третьего циклов формирования южной части Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (составлено с использованием фоновых материалов): условные обозначения см. рис. 4.45

чаниками. Следовательно, перерыв в осадконакоплении выше качергатской свиты был не повсеместным.

Мощность ушаковской свиты достигает максимально 800 м, а кое-где, например, на правобережье р. Ревуны, где отсутствуют следы размыва, ее мощность сокращается до первых метров. В основании ее разреза обычно расположена пачка конгломератов и гравелитов мощностью до 80 м. Выше они сменяются песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов.

На ушаковской свите с постепенным переходом залегает мотская свита поздневендского возраста мощностью 230-570 м с последовательным изменением разреза снизу вверх от кварцевых песчаников до доломитов.

На территории СБВП разрез консолидированных пород завершает раннекембрийская усольская свита мощностью 300-1100 м. Она согласно залегает на мотской свите и сложена преимущественно битуминозными доломитами.

Рыхлые отложения имеют кайнозойский возраст. Они покрывают дно озера Байкал. Выполняют также Предбайкальский предгорный прогиб, расположенный к западу от Аkitканского и Байкальского хребтов и входящий в состав Байкальской рифтогенной области, как недоразвитая отрицательная рифтогенная структура. Распространены они также по долинам рек, кое-где сохранились в небольших объемах на выположенных участках водоразделов. Это в основном грубообломочные ледниковые и пролювиально-аллювиальные осадки. Пролувиально-аллювиальные отложения в отрицательных формах рельефа продолжают накапливаться и в настоящее время.

5. ПРОБЛЕМЫ ВОЗРАСТА ПОРОД ПОЯСА

При трехчленном делении протерозоя считалось, что пояс сформировался в течение среднего протерозоя с возрастными рамками от 1900 до 1650 млн. лет [Салоп, 1958, Бухаров, 1973 и др.]. В свое время нами [Киренский и др., 1983] отстаивалась точка зрения об отнесении образований второго и третьего циклов формирования пояса к рифею. После принятия в 1990 году на Уфимском межведомственном совещании по геологии докембрия решения о двухчленном делении протерозоя с временной границей между ранним и поздним протерозоем 1650 ± 50 млн. лет образования пояса оказались в рамках второй половины раннего протерозоя. В последующем были получены дополнительные изотопные и геологические данные об их возрасте.

Возраст пород фундамента пояса пока остается проблематичным. Данные по их изотопному возрасту пока единичны и не всегда однозначны. Чуйская толща изотопными возрастными практически не обеспечена. Возраст чуйского комплекса по данным U-Pb метода колеблется в пределах 2000-2060 млн. лет [Неймарк и др. 1998]. Эти цифры близки к изотопному возрасту пород первого цикла формирования пояса и, скорее всего, соответствуют времени проявления палингено-метасоматических процессов гранитообразования.

Ольхонская серия считалась либо архейской, либо раннепротерозойской. В настоящее время по породам ольхонской серии и прорывающим их гранитам имеются датировки U-Pb методом по цирконам 1884 ± 135 млн. лет [Гореванов и др., 1995], Rb-Sr методом 1866 ± 31 млн. лет [Макрыгина и др., 2000] и по комплексу методов 1890 ± 25 млн. лет [Бибикова и др., 1990]. Эти цифры близки к изотопным датировкам пород второго цикла формирования пояса и отражают, по-видимому, время метаморфических изменений. В последнее время получены изотопные данные о раннепалеозойском возрасте гранулитового метаморфизма пород ольхонской серии. На основании этого возраст пород Байкальской глыбы трактуется как раннепалеозойский с блоками образований раннепротерозойского возраста [Бибикова и др., 1990].

Остается неясным возрастное положение гнейсо-сланцевой толщи, распространенной в междуречье Рели и Куркулы. Она может быть как возрастным аналогом чуйской толщи, так, судя по специфике состава, может быть самостоятельным геологическим образованием. Положение маломинской толщи в разрезе региона также проблематично. Либо это продолжение гнейсо-сланцевой толщи к северу, либо метаморфизованные породы малокосинской свиты и (или) куленянского комплекса.

Относительные возраста подразделений пояса в большинстве случаев не вызывают сомнений. Но остаются нерешенными еще ряд вопросов.

В виду пространственной разобщенности, остаются неясными взаимоотношения большеминского вулканического и кутимского интрузивного комплексов, с одной стороны, с иликтинским вулканическим и кочериковским интрузивными комплексами, баргундинским вулканическим и татарниковским интрузивными комплексами, с другой. Значительные различия в их составах могут отражать эволюцию магматических образований, но, возможно, обусловлены и латеральной неоднородностью.

родностью магмаобразования. По данным U-Pb и Sm-Nd методов изотопный возраст пород иликтинской свиты (сарминской серии) равен 1890 ± 25 млн. лет [Гореванов и др., 1995], по данным U-Pb метода по конкордии - 1835 ± 8 [Бибикина и др., 1987]. Эти цифры близки возрасту пород второго цикла и, по-видимому, отражают время проявления метаморфических процессов. Изотопный возраст пород кочериковского комплекса, установленный U-Pb методом по конкордии, равен 1910 ± 30 [Бибикина и др., 1987], Rb-Sr методом - 2234 ± 24 млн. лет [Бухаров и др., 1992]. Изотопный возраст пород большеминского и кутимского комплексов по данным Rb-Sr метода составляет 2070 ± 30 млн. лет [Срывцев, 1986], а татарниковского комплекса - 2030 ± 60 млн. лет [Срывцев и др., 1980]. Согласно вышеизложенному, возраст пород первого цикла, скорее всего, соответствует середине раннего протерозоя. В то же время имеющиеся изотопные данные с учетом доверительных интервалов не дают однозначного ответа о возрастных соотношениях подразделений, выделенных в разные стадии этого цикла.

Выделение баргундинского комплекса в самостоятельное подразделение вызывает возражение. В связи с этим подвергаются сомнению самостоятельность татарниковского комплекса и имеющиеся изотопные датировки слагающих его пород.

Существуют разногласия о соотношении малокозинской свиты с хибеленским вулканическим комплексом. По нашему мнению, обоснованному выше, это разновозрастные подразделения. Если принять точку зрения В.Д. Маца и А.А. Бухарова [1967], то следует считать, как и утверждают эти авторы, что вначале формировалась северная часть пояса, а затем после значительного перерыва – южная и западная. При этом повсеместно внизу разреза пояса залегают близкие по строению и составу вулканогенно-терригенные образования.

Неясно возрастное соотношение домугдинского и хибеленского комплексов ввиду их пространственной разобщенности. Наземные образования обоих комплексов залегают с размывом на породах куленинского и дельбичиндинского комплексов. Но метаморфические изменения пород домугдинского комплекса в западной части зоны влияния Даванского разлома более интенсивные, чем хибеленского. Такое их соотношение можно объяснить и дифференцированным проявлением процессов метаморфизма в разных частях пояса. Если принять точку зрения о более молодом возрасте хибеленского комплекса, то сохраняется гомодромная последовательность изменения состава магмы во втором цикле формирования пояса.

Ввиду значительных различий в составе, остается спорным отнесение Кедровского массива к яральскому комплексу. Сопоставление вулканогенных образований, залегающих с размывом на породах Кедровского массива и прорванных Среднекедровским интрузивом, с ламборским комплексом требует дополнительной аргументации.

Объединение огнёвского и даванского комплексов в единое подразделение не достаточно обосновано. Различия в их взаимоотношениях с вмещающими образованиями и составе могут быть обусловлены как пространственным расположением относительно зоны Даванского разлома, так и их разновозрастностью. Если справедливо отнесение вулканитов, прорываемых Среднекедровским массивом, к ламборскому комплексу, то эти массивы следует выделять в самостоятельный комплекс, более молодой, чем ламборский комплекс. Более вероятно сопоставление огнёвского комплекса с бирским комплексом, возраст которого остается неопределенным. Он может быть как рифейским, так и палеозойским. Тем более, что близко восточнее выделяются массивы палеозойских гранитоидов – аналогов Ангаро-Витимского батолита.

Отнесение образований Гольцовского палеовулкана к чайскому комплексу вызывает сомнения. Это могут быть как аналоги ламборского, так и хибеленского комплексов. Слабоизмененные кислые вулканиты и их субвулканические аналоги, расположенные по периферии вулканотектонических горстов описаны нами в составе хибеленского комплекса, но они могут оказаться составной частью чайского комплекса.

В 60-70-х годах прошлого века геохронологическое изучение магматитов второго цикла формирования пояса проводилось, главным образом, изохронным Rb-Sr методом. По этим данным был сделан вывод о том, что они формировались в возрастном интервале от 1900 до 1650 млн. лет [Яценко и др. 1972; Бухаров и др. 1987]. Были получены первые данные об изменениях первичного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ в кислых магматитах [Яценко и др., 1972]. В этой работе указывается, что породы пояса различаются как по абсолютному возрасту (1620 ± 40 – 1700 ± 100), так и по соотношению изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,721 – 0,750).

В середине 70-х годов XX века по цирконам из редкометальных метасоматитов α -Pb методом были получены данные о более молодом их возрасте (680-770 млн. лет) в Даванской зоне смятия, чем в слабо измененных магматитах пояса (1160 -1570 млн. лет). На основании этого был сделан вывод о

полициклическом характере развития редкометальных метасоматитов в Северо-Западном Прибайкалье [Собаченко и др., 1977].

С середины 80-х годов при изучении возраста магматитов СБВПП начали использовать U-Pb методы по цирконам. Этим методом был получен изотопный возраст цирконов из пород дельбичиндинского комплекса левобережья р. Кунермы, который составляет 1866 ± 6 млн. лет [Неймарк и др., 1991]. Близкий возраст (1860 ± 30) цирконов из пород этого комплекса установлен тем же методом в пределах зоны Даванского разлома [Неймарк и др., 1985].

Изотопный возраст, полученный U-Pb методом по цирконам из вулканитов хибеленского комплекса (по авторам малокосинской свиты) района водораздела рек Молокона и Мужиная, составляет 1869 ± 6 млн. лет [Северо-Байкальский..., 2003]. Близкий возраст (1863 ± 5 млн. лет) тем же методом установлен для цирконов из метавулканитов хибеленского комплекса (иловирской свиты) зоны Абчадского разлома [Неймарк и др., 1990]. По трем двухточечным изохронам для полевых шпатов из кислых вулканитов хибеленского комплекса (малокосинской свиты) получена цифра возраста 1987 ± 78 млн. лет [Неймарк и др., 1998].

Для датирования палингенно-метасоматических гранитоидов в зоне Даванского глубинного разлома использовались отобранные нами представительные валовые пробы аляскитовых гранитов и лейкогранитов, характеризующие главные фациальные разновидности этих пород. Возраст аляскитовых гранитов даванского комплекса Rb-Sr методом определен в 1715 ± 4 млн. лет при первичном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7741 \pm 0,0059$, лейкогранитов бирского комплекса - в 1560 ± 72 млн. лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7170 \pm 0,0051$ [Собаченко, Плюснин и др., 1988]. Изотопный возраст пегматоидных образований, завершавших в конце второго цикла формирования пояса палингенно-метасоматические процессы в этой зоне, по данным цирконометрии - 1740 ± 50 млн. лет [Неймарк и др., 1987] или 1707 ± 35 млн. лет [Предтеченский и др., 1990].

Таким образом, изотопные датировки указывают, скорее всего, на проявление второго цикла формирования СБВПП в конце раннего протерозоя. Начался он с накопления преимущественно терригенных отложений малокосинской свиты ранее 1870 млн. лет назад, а завершился образованием палингенно-метасоматических пород около 1700 млн. лет назад. Следует отметить, что цифры изотопного возраста, полученные для разновозрастных по геологическим данным пород, перекрывают друг друга или даже противоречат между собой.

Геологические данные свидетельствуют, что третий цикл формирования пояса начался после образования палингенных гранитоидов даванского комплекса. В бассейне р. Мини в образованиях ламборского вулканического комплекса найдены строматолитовые постройки предположительно раннерифейского возраста [Дольник, Никольский, 1974].

Полученные в разное время и разными методами цифры изотопного возраста пород третьего цикла формирования СБВПП более противоречивые. По данным Rb-Sr метода возраст латитов ламборского комплекса бассейна р. Мини равен 1350 ± 60 млн. лет [Срывцев, 1986]. Возраст цирконов из этих же пород, U-Pb методом по трем точкам определен в 1823 ± 7 млн. лет [Неймарк и др., 1991]. Позднее было высказано мнение [Неймарк и др., 1998], что цирконы в породах ламборского комплекса, скорее всего, унаследованы от субстрата плавления, а ближе к истине значения возраста, полученные Rb-Sr методом. Возраст ламборского комплекса, по мнению этих исследователей, ориентировочно равен 1300 млн. лет. Из риолитов Гольцовского палеовулкана коллекции В.В. Булдыгерова, были отобраны цирконы, которые показали U-Pb изотопный возраст 1854 ± 5 млн. лет [Северо-Байкальский..., 2003]. Отнесение этих образований к чайскому вулканическому комплексу, как указывалось выше, не бесспорно. Эта цифра ближе к изотопным возрастам пород второго цикла формирования пояса.

Цирконы из вулканитов пояса по нашим материалам часто содержат очень мелкие включения инородных фаз, диагностику которых не всегда удается выполнить, что осложняет использование этого минерала для датирования возраста пород U-Pb методом. На основании приведенных данных выводы о продолжительности формирования пояса в течение 30-50 млн. лет [Неймарк и др., 1991] и даже меньше [Северо-Байкальский..., 2003] нам представляются недостаточно обоснованными. Более достоверное обоснование продолжительности формирования пояса требует проведение дополнительных геохимических и изотопно-геохронологических исследований.

В связи с тем, что установление возраста кислых магматитов чайского комплекса представляет исключительный интерес в проблеме обоснования верхней возрастной границы проявления магматизма в СБВПП, в 1999-2003 г.г. нами проведено детальное изучение экструзивных кислых магматитов чайского времени на правом водоразделе р. Кутимы. Было установлено, что они здесь представлены двумя фациальными разновидностями: серыми и более поздними сургучно-красными. Обе раз-

новидности пород соответствуют трахириодацитам (см. ниже табл. 6.29): SiO_2 - 68 – 69,3 мас. %, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) > 8,1$ мас.%, калиево-натриевого ряда (Кагп – 0,81–0,87, редко до 0,93). Они обогащены фтором (0,3 – 0,4, редко до 0,5 мас. %), а также (в г/т) Ве (среднее – 11,9), Nb, Ta, Zr (среднее – 802), Hf и обеднены Sr (46), Ba (674), U (9,6), Th (32,9) в сравнении с риодацитами хибеленского и трахидацитами домугдинского комплексов.

Обогащенность магмы фтором (до 0,5 мас. %) способствовала проявлению процессов дифференциации магмы даже в приповерхностных условиях. Вероятно, этим можно объяснить присутствие фациальных разновидностей трахириодацитов, которые отличаются не только по цвету, но также содержаниями в них Rb (от 170 до 325 г/т) и Sr (от 24 до 324 г/т) и вариациями отношения Rb/ Sr от 1,0 до 5,6 и выше. Эти геохимические черты трахириодацитов дали возможность использовать для их датировки изохронный Rb-Sr метод по валовым пробам. Значения отношений ($^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$) и ($^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$) по 9 валовым пробам трахириодацитов достаточно хорошо располагаются на одной изохроне (рис. 5.1).

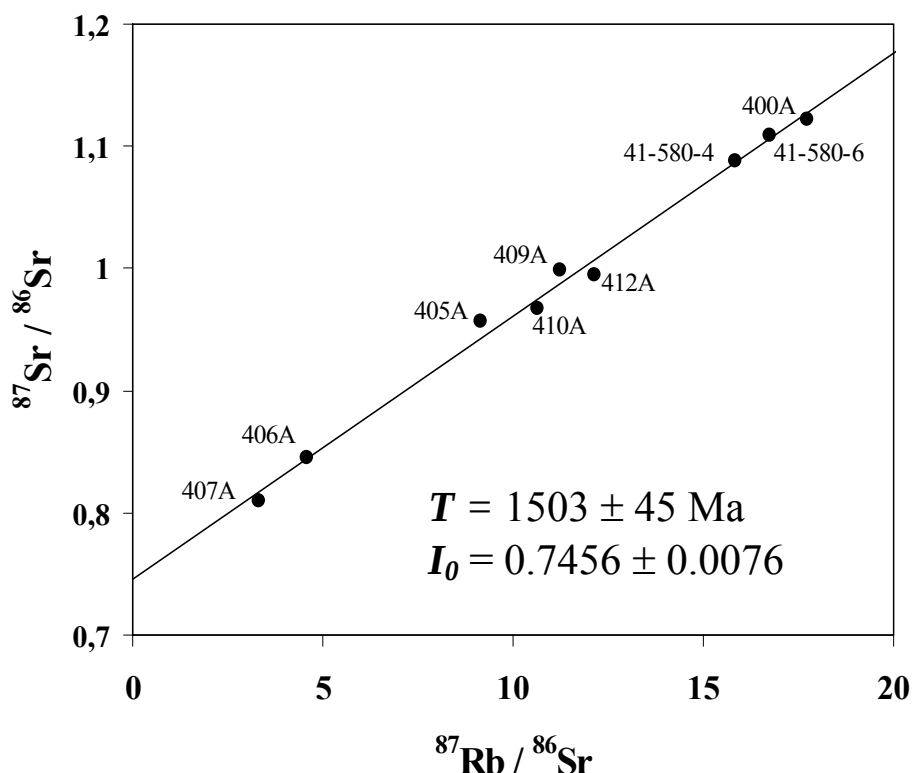


Рис. 5.1. Рубидий-стронциевая изохрона для трахириодацитов чайского комплекса:

примечание: расчет возраста и первичное отношение изотопов стронция выполнены полиномиальным методом по моделям Макинтайра [Собаченко и др., 2000]

По мнению Е.В. Бибиковой в этих породах присутствуют две разновозрастные фазы цирконов: одна с возрастом 1870 млн. лет, другая – близким к 1800 млн. лет. При расчете возраста трахириодацитов по результатам выщелачивания цирконов с использованием изотопного отношения ($^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$) получены датировки (1813, 5 – 1871 млн. лет). По совокупности всех изотопных измерений U-Pb возраст цирконов из трахириодацитов чайского комплекса равен 1801 ± 22 млн. лет при СКВО = 18.

Полученные нами изотопные данные о возрасте трахириодацитов не согласуются с представлениями о том, что верхнюю возрастную границу проявления магматизма в пределах пояса следует проводить на уровне 1854 ± 5 млн. лет [Северо-Байкальский..., 2003]. По мнению В.Н. Собаченко, с учетом высокой представительности проб трахириодацитов чайской свиты, которые не только тщательно отобраны, но и детально геохимически изучены в ИГХ СО РАН, а также в Институте геохимии и аналитической химии РАН (Москва), полученную их датировку U-Pb методом по цирконам в 1801 ± 22 млн. лет следует признать более надежной, чем датировку в 1854 ± 5 млн. лет. По мнению В.В. Булдыгерова, более вероятен раннерифейский возраст образований третьего цикла формирова-

ния пояса. Следовательно, формирование СБВП с перерывами разной продолжительности продолжалось от середины раннего протерозоя до раннего рифея, ориентировочно в течение 650-750 млн. лет.

6. ПЕТРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПОЯСА

Петрогеохимическая характеристика магматических образований пояса весьма неравномерная. Первое обобщение данных об их петрохимическом составе было выполнено Л.И. Салопом [1964, 1967]. Им было показано, что для второго и третьего циклов формирования пояса характерны магматические образования с повышенной щелочностью калиевой специализации. В дальнейшем обширные данные по петрохимии магматитов пояса были собраны в процессе геологосъемочных и тематических работ. Полученные к началу 80-х годов сведения о петрохимическом составе магматитов пояса были систематизированы А.А. Бухаровым [1987]. С середины 60-х годов началось изучение геохимии магматических комплексов количественными методами [Флерова, 1969; Копылов, 1974; Собаченко, 1974; Срывцев, 1974]. В этих работах приведены сведения о геохимических особенностях отдельных магматических объектов южной и средней частей пояса, а также Даванской зоны смятия. В результате исследований авторов получены новые данные по петрогеохимии магматических образований пояса. В породах ряда комплексов определены количественные содержания редких и рассеянных элементов современными точными методами.

При петрогеохимической характеристике магматических образований нами, если не указывается авторство, приводятся обобщенные данные. В этих случаях кроме авторских использованы результаты анализов, которые содержатся в литературе и в фондовых отчетах.

Как показывает анализ имеющихся материалов, эволюция петрогеохимического состава магматических образований пояса была ритмично-направленная и во многом сходная с установленными при составлении палеовулканических карт Северо-Восточной Евразии закономерностями [Масайтис и др., 2003].

6.1. ПЕТРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЕРВОГО ЦИКЛА

По петрохимическому составу вулканы **иликтинского комплекса** представлены в основном базальтоидами. В резко подчиненном объеме присутствуют вулканы среднего и кислого составов. Все они относятся к известково-щелочной существенно натриевой серии (табл. 6.1)

Таблица 6.1
Средние петрохимические составы вулканитов иликтинского комплекса, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,69	57,79	51,67	51,40	68,40
TiO ₂	1,30	1,05	0,73	0,94	0,72
Al ₂ O ₃	14,12	17,21	15,33	15,64	14,62
Fe ₂ O ₃	7,30	2,74	4,04	3,67	1,53
FeO	8,28	5,15	6,19	6,00	3,31
MnO	0,22	0,11	0,15	0,15	0,06
MgO	6,11	3,38	7,10	7,40	2,00
CaO	9,84	4,08	9,33	7,72	1,25
Na ₂ O	2,30	5,45	3,36	3,19	5,02
K ₂ O	0,36	0,78	0,29	1,30	0,68
P ₂ O ₅	0,13	0,16	0,09	0,16	0,11
Al	0,65	1,53	0,88	0,92	2,18
F _{об}	57,80	56,10	43,70	41,40	56,14
F _{ок}	0,44	0,32	0,36	0,35	0,35
K	0,06	0,13	0,08	0,25	
N	0,40	0,62	0,61	0,55	
n	15	1	6	10	1

Примечания: 1-2 – базальты (1) и андезиты (2) Большекосинского (данные Н.А. Срывцеву), 3 – базальты Малоиликтинского, 4-5 – базальты (4) и риодациты (5) Верхнесарминского палеовулканов (данные Г.И. Богарева и Д.И. Калининой)

Базальтоиды комплекса отличаются от среднего состава базальтоидов [Классификация..., 1981] повышенными содержаниями SiO_2 и MgO . По сравнению с другими выходами, базальты бассейна р. Б. Косы обеднены SiO_2 и Na_2O и обогащены окислами железа, а базальты бассейна р. Сармы обладают повышенными содержаниями K_2O . С севера на юг в базальтоидах последовательно возрастает содержание Al_2O_3 и MgO , уменьшается – CaO , окислов железа и его окисленность. Н.А. Срывцев предполагает, что во времени происходило гомодромное изменение состава вулканитов и наиболее низкие уровни разреза наземных образований комплекса вскрываются на севере. С севера на юг в базальтах незначительно растет глиноземистость и общая щелочность, преимущественно за счет K , по составу они приближаются к субщелочным разностям. По-видимому, в процессе генерации магмы в область базитового магмаобразования интрателлурические потоки вещества приносили преимущественно K и Al .

По данным Н.А. Срывцева, в базальтоидах Большекосинского палеовулкана содержится (в г/т) Ni – 63, Co – 39, Cr – 91, V – 309, Cu – 247, Pb – 38, Zn – 560, Ba – 54, Sr – 190, Sn – 5,2, Zr – 107, Nb – 11,2, Li – 19, Rb – 10, La – 31,5, Ce – 36,7, Nd – 21,3, Yb – 3,5, Y – 28. По сравнению с кларками для пород основного состава (здесь и далее содержания микроэлементов сравниваются с кларками по А.П. Виноградову [Справочник..., 1990]), базальтоиды комплекса резко обогащены халькофильными элементами, Sn и легкими лантаноидами, в незначительной степени – V . Значительно меньше содержится в них сидерофильных элементов, Sr , Rb , Ba и Nb . Характерны также низкие рубидий-стронциевые (0,05) и лантан-иттербиевые (8,9) отношения. Содержание Ti в магнетитах достигает 0,29 %, микроэлементов (г/т): Cr – 410, Ni – 136, Co – 35, V – 1480, Sc – 3,6, Mo – 3,9, Sn – 8,3, Nb – 12.

Вулканиты среднего и кислого составов, в общем, унаследуют петрогеохимические особенности базитов. По мнению Н.А. Срывцева, эти вулканиты являются выплавками из базальтовой магмы и свидетельствуют о возрастании во времени процессов дифференциации магмы. По нашим представлениям, наличие вулканитов среднего и кислого составов, перемежающихся с базальтоидами, свидетельствует о появлении разноглубинных магматических очагов. Из-за малого количества петрохимических анализов вулканитов среднего и кислого состава нельзя определить принадлежность вулканитов комплекса к контрастной или полнодифференцированной серии.

Гидротермальная деятельность, связанная с вулканитами иликтинского комплекса, проявилась слабо и выражена в редких проявлениях карбонатизации и окремнения. Наряду с отсутствием значительной дифференциации составов вулканитов, это свидетельствует об их низкой потенциальной рудоносности. С ними связаны лишь мелкие проявления минерализации Fe и Au .

Породы **кочериковского интрузивного комплекса** по петрохимическому составу относятся к низкощелочным существенно натриевым гранитам (табл. 6.2). Они занимают промежуточное положение между плагиогранитами толеитового и андезитового рядов [Таусон, 1977]. При микроклинизации растет содержание K_2O , уменьшается – CaO , TiO_2 и окислов железа. Окисленность последнего возрастает.

По сравнению с кларками для кислых пород, плагиограниты комплекса слабо обогащены Ba , Sr и Zr , а обеднены как сидерофильными элементами, так и большинством литофильных элементов, особенно редкими землями. При калишпатизации резко возрастают содержания Rb , Pb , Ba , Zr . Разложение биотита сопровождается уменьшением содержаний Ni , Co , Cr , V . Сокращение содержания плагиоклаза приводит к уменьшению концентрации Sr . Радиоактивность невысокая и в среднем составляет 14 мкр/час. По данным аэрогаммасъемки содержание Th в них колеблется в пределах 8-16 г/т, U – 4-6 г/т, K – 1,5-2,5 %. Относительно высокие содержания K обусловлены, по-видимому, зонами калишпатизации. Магнетиты содержат, г/т: Cr – 1000, Ni – 500, Co – 220, V – 1400, Sc – 5,5, Sn – 76, Mo – 66, Nb – 72.

Отсутствие связанных с комплексом жильных и гидротермальных образований, относительно равномерное распределение микроэлементов свидетельствуют о низком рудообразующем потенциале кочериковского комплекса.

Вулканиты **большеминского комплекса** представлены полнодифференцированной серией с гомодромным изменением состава от базальтов до риолитов (табл. 6.3). Широко распространены туфовые фации, что свидетельствует о насыщенности магмы летучими компонентами. По петрохимическому составу вулканиты комплекса относятся к известково-щелочной серии. В процессе его эволюции на фоне роста содержания SiO_2 закономерно сокращаются содержания порообразующих окислов темноцветных минералов. Возрастает и окисленность железа. Меньшей закономерностью отличается поведение щелочей. В ряду базальт-дацит общее их содержание растет, главным образом, за счет Na_2O при близких содержаниях K_2O . В риолитах резко возрастает количество SiO_2 , что приве-

Таблица 6.2

**Петрогеохимический состав плагиогранитов кочериковского комплекса
(породообразующие окислы, мас. %; микроэлементы, г/т)**

Окислы	1	2	3	Элементы	1	2	Элементы	1	2
SiO ₂	71,66	69,79	73,54	Li	12	12	Nd	22	20
TiO ₂	0,24	0,26	0,11	Rb	68	83	Sm	3,4	3,2
Al ₂ O ₃	15,02	15,20	14,90	Ni	6,3	4,80	Yb	0,8	0,6
Fe ₂ O ₃	0,67	1,20	0,51	Co	4,8	4,1	Y	9,6	5,0
FeO	1,56	1,43	0,32	Cr	10	7	K/Rb	280	356
MnO	0,03	0,03	0,02	V	21	19	Rb/Sr	0,11	0,19
MgO	0,71	0,76	0,46	Cu	14	9	Ba/Sr	1,97	4,4
CaO	1,83	1,45	0,69	Pb	29	44	Ba/Rb	17,3	22,8
Na ₂ O	4,61	4,25	4,20	Zn	70	65	La/Yb	87,5	90
K ₂ O	2,30	4,24	4,40	Ba	1180	1890	Ni/Co	1,31	1,17
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,06	Sr	600	430			
Al	5,11	4,48	11,55	Sn	3	3			
F _{об}	63,10	64,90	58,82	Zr	130	184			
F _{ок}	0,28	0,43	0,60	Nb	7,5	8,1			
K	0,40	0,60		La	70	54			
N	0,67	0,70		Ce	51	52			
n	27	24	11	n	27	24	N	27	24

Примечания: 1-2 – плагиограниты (1) и микроклинизированные разности Молоконского массива (данные Н.А. Срывцева); 3 – микроклинизированные породы Ритинского комплекса (данные В.И. Устинова и Д.И. Калининой)

Таблица 6.3

Петрохимический состав пород большеминского и баргундинского комплексов, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,69	55,95	61,29	66,13	72,42	49,42	56,28	61,83
TiO ₂	1,32	1,00	0,74	0,42	0,31	1,59	1,52	0,87
Al ₂ O ₃	14,65	16,44	13,49	15,63	13,14	14,21	13,06	15,02
Fe ₂ O ₃	3,14	3,09	2,60	2,44	1,67	3,77	4,03	2,95
FeO	6,94	5,75	5,31	2,00	2,00	8,80	8,64	5,11
MnO	0,18	0,11	0,12	0,07	0,11	0,18	0,18	0,10
MgO	7,08	5,30	2,87	1,88	0,87	5,33	2,80	2,39
CaO	7,00	3,60	3,89	2,44	1,33	8,03	5,21	3,28
Na ₂ O	3,42	4,21	4,30	4,72	3,52	2,46	2,50	2,41
K ₂ O	0,84	1,44	1,46	1,40	2,70	1,70	2,30	3,69
P ₂ O ₅	0,15	0,18	0,26	0,15	0,09	0,18	0,23	0,16
Al	0,85	1,16	1,25	2,47	2,89	0,79	0,84	1,44
F _{об}	43,60	47,40	59,90	55,60	69,30	56,20	71,10	64,60
F _{ок}	0,28	0,32	0,30	0,54	0,42	0,27	0,21	0,34
K	0,19	0,19	0,32	0,21	0,41	0,35	0,37	0,38
N	0,60	0,51	0,70	0,58	0,57	0,54	0,49	0,35
n	8	5	6	5	10	6	11	9

Примечания: 1-5 – базальты (1), андезибазальты (2), андезиты (3), дациты (4) и риолиты (5) большеминского комплекса (данные Н.А. Срывцева и В.В. Булдыгера); 6-8 – габбро-диабазы (6), андезибазальты (7) и андезиты (8) баргундинского комплекса (данные Н.А. Срывцева)

ло к сокращению не только количества компонентов темноцветных минералов, но также окиси алюминия и щелочей – составляющих полевых шпатов.

Редкие элементы образуют единый тренд с уменьшением содержаний сидерофильных элементов и возрастанием – литофильных (табл. 6.4). Резкие перепады их концентраций происходят при переходе от базальтов к андезитам и от дацитов к риолитам. Это может быть связано с непродолжительными перерывами в извержениях, в процессе которых происходило изменение состава магмы под воздействием мантийных потоков вещества. В связи с ростом относительного содержания плагиоклаза в ряду базальт-дацит, изменения сумм легких и тяжелых лантаноидов имеет противоположную направленность. Лишь в риолитах при резком возрастании концентраций всех лантаноидов наблюдается относительное обогащение тяжелыми редкими землями. Отношение $La + Ce + Nd / Y$ для

Таблица 6.4

Геохимическая характеристика пород большеминского и баргундинского комплексов, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Rb	43	95	92	160	78	104	175
Li	23	9	8	6	35	43	54
Ni	122	59	52	13			
Co	26	18	16	8,3			
Cr	51	н/о	н/о	н/о			
V	230	90	94	43			
Cu	140	23	37	19			
Pb	8	9	8	28			
Zn	100	70	56	21			
Ba	300	560	520	770	620	680	940
Sr	204	270	240	54	480	270	180
Sn	2,7	4,5	5,6	6,1			
Zr	97	н/о	н/о	н/о			
La	27	32	35	58	58	69	73
Ce	30	30	70	85	62	58	52
Nd	26	30	32	53	47	46	36
Yb	2,3	1,8	1,3	9,1	3,6	5,7	3,9
Y	23	21	17	90	29	39	29
Au × 10 ⁻⁴		7	10	14			
Ag × 10 ⁻⁴		280	300	300			
Cl		100	100	100			
F		400	400	400			
B		13	15	24			
Au/Ag		1:40	1:30	1:22			
K/Rb	205	132	125	185	181	183	175
Ba/Sr	1,62	2,07	2,17	14,3	1,29	2,52	5,22
Rb/Sr	0,21	0,35	0,38	2,96	0,16	0,39	0,97
La/Y	11,7	17,8	26,9	6,4	16,1	12,1	18,7
Ni/Co	4,69	3,27	3,25	1,56			
n	11	5	4	4	5	14	7

Примечания: 1-4 – базальты и андезибазальты (1), андезиты (2), дациты (3) и риолиты (4) большеминского комплекса (данные Н.А. Срывцева и В.В. Булдыгерова); 5-7 – габбро-диабазы (5), андезибазальты (6), андезиты (7) баргундинского комплекса (данные Н.А. Срывцева)

базальтов равно 36, для андезитов – 51, для дацитов – 105, а для риолитов – 21. К поздним образованиям большеминского комплекса растет содержание Au с уменьшением отношения его к Ag.

По отношениям к кларкам все вулканы комплекса резко обеднены Cr, Sr, Zn и Zr. Концентрации других микроэлементов мало отличаются от кларковых значений, лишь риолиты в значительной степени обогащены редкими землями иттриевой группы.

Содержание микрокомпонентов в магнетитах базальтоидов составляет (г/т): Cr – 300, Ni – 31, Co – 23, V – 1500, Sr – 4,4, Mo – 1,2, Sn – 6,3, Nb – 26. В магнетитах из вулканитов среднего состава содержится (в г/т): Cr – 69, Ni – 65, Co – 88, V – 260, Sr – 13, Mo – 73, Sn – 79, Nb – 66.

Кутимский интрузивный комплекс формировался в три фазы. Породы первой фазы соответствуют габбро и диоритам, второй – гранодиоритам, третьей – лейкогранитам. По петрохимическому составу породы комплекса относятся к известково-щелочной серии, образуя дискретный ряд (табл. 6.5). Совместно с ростом содержания SiO₂ растут содержания щелочей с более быстрым ростом K₂O, чем Na₂O. Состав лейкогранитов нарушает линейный тренд изменения по коэффициенту глиноземистости (4,28 в лейкогранитах и 1,08 в габброидах) и железистости (73,3 в гранитоидах и 51,9 в габброидах).

По геохимическим признакам породы комплекса близки к андезитовому ряду [Таусон, 1977]. По отношениям к кларкам они обеднены сидерофильными микроэлементами, особенно Cr, также резко обеднены Sr и Li, но обогащены редкими землями иттриевой группы, особенно лейкограниты (табл. 6.6). По данным аэрогаммаспектрометрии породы второй фазы характеризуются низкой общей радиоактивностью (2-4 мкр/час) и низкими содержаниями радиоактивных элементов (U – 4,6 г/т, Th – 6 г/т, K – 1 %).

Таблица 6.5

Петрохимический состав пород кутимского комплекса, мас. %

Окислы	1	2	3	Окислы	1	2	3
SiO ₂	54,90	65,38	75,16	Na ₂ O	3,29	3,90	4,08
TiO ₂	1,01	0,16	0,22	K ₂ O	1,82	2,91	3,03
Al ₂ O ₃	15,14	14,51	12,50	P ₂ O ₅	0,25	0,22	0,05
Fe ₂ O ₃	3,30	1,98	0,87	Al	1,08	1,99	4,28
FeO	6,07	2,96	1,57	F _{об}	51,90	53,20	73,30
MnO	0,15	0,17	0,04	F _{ок}	0,32	0,36	0,33
MgO	4,69	2,34	0,48	K	0,36	0,50	0,61
CaO	7,01	3,39	1,04	N	0,61	0,67	0,76
n	17	17	26	n	17	17	26

Примечания: 1 – габброиды, 2 – гранодиориты, 3 – лейкограниты (данные Н.А. Срывцева и В.В. Булдыгера)

Таблица 6.6

Геохимическая характеристика пород кутимского комплекса, г/т

Элементы	1	2	3	Элементы	1	2	3
Rb	44	47	127	Nd	40	33	66
Li	13	5,5	6	Yb	3	2,1	14,5
Ni	63	8,8	6,5	Y	31	24	132
Co	26	9,3	3	Au × 10 ⁻⁴	13		7
Cr	43	15	8	Ag × 10 ⁻⁴	760		250
V	194	66	9	Cl	500		700
Cu	97	40	15	F	400		200
Zn	148	н/о	14	B	15		12
Pb	15	н/о	5,1	Au/Ag	1:58		1:36
Ba	400	335	860	K/Rb	343	512	198
Sr	170	285	74	Ba/Sr	2,35	1,18	11,6
Sn	5,3	8,1	1,6	Rb/Sr	0,26	0,16	1,72
Zr	н/о	140	н/о	La/Yb	9,90	14,8	5,20
La	28	31	75	Ni/Co	2,40	0,94	2,20
Ce	58	61	97				
n	17	17	26	n	17	17	26

Примечания: 1 – габброиды, 2 – гранодиориты, 3 – лейкограниты (данные Н.А. Срывцева и В.В. Булдыгера)

В лейкогранитах резко уменьшают отношения К к Rb, La к Yb, но возрастает - Ba к Sr, Rb к Sr. Непропорциональный рост отношений ряда литофильных элементов указывает на повышение роли летучих компонентов, особенно Cl. В кутимском комплексе от основных пород к кислым сокращается содержание Au и растет отношение концентраций Au и Ag. Магнетиты из гранодиоритов содержат (г/т): Cr – 170, Ni – 37, Co – 24, V – 1000, Sr – 11,7, Mo – 19 (иногда до 50), Sn – 54, Nb – 29, в магнетитах лейкогранитов: Cr – 27, Ni – 22, Co – 12, V – 55, Sr – 6, Mo – 10-80, Sn – 38, Nb – 50.

Содержания Pb, Zn и Cu в гранодиоритах второй фазы избыточные относительно петрогенных эквивалентов, поэтому они образовали собственные минералы. В лейкогранитах содержания этих элементов резко пониженные. Для пород комплекса характерны высокие содержания Cl, концентрации которого возрастают от базитов к лейкогранитам, а концентрации F и B уменьшаются. Такое изменение геохимических особенностей привело к образованию в заключительные стадии формирования комплекса натриевых пропилитов, серицитовых кварцитов, альбитизации, адуляризации и убогосульфидной золотосодержащей минерализации.

В геохимическом отношении в породах кутимского комплекса относительно вулканитов большеминского комплекса меньше концентрации сидерофильных микроэлементов, но больше – редких земель и Cl. В кислых разностях кутимского комплекса меньше F, B; в базитах этого комплекса халькофильных микроэлементов и Sn больше, а в кислых – меньше, Sr наоборот в базитах меньше, а в кислых разностях больше.

По петрогеохимическому составу вулканиты **баргундинского комплекса** соответствуют преимущественно андезибазальтам и принадлежат к известково-щелочной серии с умеренной щелочностью (см. табл. 6.3). Относительно вулканитов большеминского комплекса в них больше K, Ti, Fe и литофильных элементов.

Судя по незначительным колебаниям отношений К к Rb, К к Ba, легких и тяжелых лантаноидов (см. табл. 6.4), при образовании вулканитов баргундинского комплекса преобладало кристалло-

химическое рассеивание микроэлементов, а эманационная деятельность была угнетенной. Поэтому наблюдается слабая дифференцированность состава пород комплекса. Широкое развитие на первых этапах формирования вулканических построек жерловых ксенотуфов свидетельствует о ранней дегазации магматических очагов. Вулканогенно-гидротермальная деятельность в вулканитах выражена только слабо проявленными окварцеванием, карбонатизацией и сульфидизацией. В туфах лишь иногда отмечается золото в знаковых количествах. Все это свидетельствует о низком рудном потенциале баргундинского комплекса.

Породы **татарниковского комплекса** по петрохимическому составу соответствуют монцонитоидам, которые относятся к известково-щелочной серии с отклонением до субщелочной (табл. 6.7). По сравнению с типовыми породами среднего состава, они характеризуются повышенной кремнекислотностью и пониженной глиноземистостью, весьма высокими содержаниями Fe и Ti. Породы комплекса образуют единый тренд дифференциации от монцодиоритов до лейкомонцонитов, что свидетельствует об эволюции единого магматического очага под воздействием привносимого из глубин Земли некогерентного вещества с кристаллизацией кальциево-магниевого минералов вначале и накоплением щелочей и летучих в конце. В процессе эволюции магматического очага содержание алюмощелочных элементов увеличивается от 19 % до 23 %, K начинает преобладать над Na, сокращаются содержания Ti, Mn, Mg и Fe, но растут отношения Fe к Mg и их суммы к Ti, в полевых шпатах растет роль K, а в темноцветных минералах – Fe.

Таблица 6.7

Петрохимический состав пород татарниковского комплекса, мас. % (данные Н.А. Срывцева)

Окислы	Рельский массив		Татарниковский массив	
	Монцодиориты	Монцониты	Кварцевые монцониты	Лейкомонцониты
SiO ₂	54,67	58,43	62,00	64,02
TiO ₂	2,18	1,80	1,17	1,08
Al ₂ O ₃	14,11	14,07	15,19	14,82
Fe ₂ O ₃	3,69	3,38	2,04	2,04
FeO	9,55	7,76	5,50	4,68
MnO	0,21	0,18	0,16	0,13
MgO	2,65	2,06	1,14	1,03
CaO	6,15	4,87	3,19	3,07
Na ₂ O	3,04	2,98	3,41	3,49
K ₂ O	2,54	3,20	4,68	4,58
P ₂ O ₅	0,69	0,51	0,38	0,30
F	0,11	0,12	0,09	0,13
H ₂ O	Сл.	Сл.	0,05	0,08

По сравнению с кларками для пород среднего состава, в породах комплекса наблюдаются в значительной степени повышенные концентрации Rb, Ba, Be, Sn, Nb, Mo, Zr, Sc, F, P и пониженные – Sr, Cu, Ni, H₂O. От монцодиоритов к лейкомонцонитам повышаются содержания Li, Rb, Sn, Nb, понижаются – Sc, Cu, Ni (табл. 6.8). Другие элементы в каждой группе образуют свой тренд. От более основных разностей к более кислым повышается концентрация Be. Для Ba, Sr и Zr в выделенных группах наблюдаются противоположные тенденции: в первой группе с повышением кислотности их содержания растут, а во второй – сокращаются. Эти данные указывают на временной перерыв в формировании пород первой и второй группы, в течение которого несколько изменился состав вещества, поступавшего в магматический очаг.

Н.А. Срывцев [1974] рассчитал, что становление массивов комплекса происходило на глубине 3-5 км при давлении 1000 бар и температуре 900-1000° С. При движении к месту становления магма уже имела кристаллы плагиоклаза и гиперстена, возможно, реститового происхождения. Высокая температура кристаллизации и низкие содержания летучих компонентов обусловили низкую потенциальную рудоносность комплекса. С ним связана лишь незначительная минерализация Mo и Fe.

От двух предыдущих стадий третья стадия отличается более высокой щелочностью и ограниченными рядами изменения состава как вулканогенных, так и интрузивных образований. Вместе эти комплексы образуют единый тренд с возрастанием содержаний SiO₂, Na₂O, K₂O, сокращением содержания MgO. Содержания других порообразующих окислов в баргундинском и татарниковском

Таблица 6.8

Геохимическая характеристика пород татарниковского комплекса, г/т (данные Н.А. Срывцева)

Элементы	Рельский массив		Татарниковский массив	
	Монцодиориты	Монцониты	Кварцевые монцониты	Лейкомонцониты
Li	18	18	19,5	32
Rb	119	165	192	280
Ba	1650	2300	2600	1500
Sr	195	206	170	134
Be	6,5	7	6,5	8,6
Sn	3	3,5	10	16
Mo	2	2	2	3
Nb	29	35	42	49
Zr	660	1020	730	720
Sc	23	18	16	12
Cu	13	12	10	10
Ni	6,5	4,5	3	2
V	6	6	5	5
K/Ba	12	11,9	15,3	24,4
K/Rb	167	166	206	130
Ba/Sr	8,5	11,2	15,2	10

комплексах не образуют единого тренда, но в каждом из них он одинаков. Лишь Al_2O_3 ведет себя с противоположной тенденцией: в вулканическом комплексе с возрастанием кислотности ее содержание сокращается, а в интрузивном - возрастает. По-видимому, эволюция состава магмы в этих комплексах шла несколько по-разному, что может быть обусловлено перерывами в магмаобразовании и изменением состава вещества, поступающего из мантии в магмагенерирующий очаг.

Таким образом, в первый цикл формирования пояса магматические образования контрастного состава первой стадии сменились полнодифференцированными вулканическим и интрузивным комплексами второй стадии. Магматические породы третьей стадии представляют собой редуцированный ряд, ограниченный породами основного и среднего состава. Во всех трех стадиях изменение состава комплексов происходило с гомодромной направленностью. От стадии к стадии возрастала роль щелочей, главным образом, за счет роста концентраций калия.

6.2. ПЕТРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ВТОРОГО ЦИКЛА

Состав вулканитов **малокосинского комплекса** варьирует на юге и севере пояса от базальтов до андезитов, а в центре - близок базальтам (табл. 6.9). Они относятся к известково-щелочной серии с повышенными содержаниями калия и литофильных микроэлементов. В отличие от других магматитов второго цикла (см. ниже табл. 6.16), для вулканитов малокосинского комплекса характерно преобладание Na_2O над K_2O .

По данным В.Н. Собаченко (см. ниже табл. 6.29), породы комплекса соответствуют толеитовым лейкобазальтам с низкими содержаниями окиси калия и трахиандезитам. По-видимому, эти особенности обусловлены спецификой состава пород участка опробования. Они значительно расширяют диапазон вариаций состава вулканитов малокосинского комплекса.

Таблица 6.9

Петрохимический состав вулканитов малокосинского комплекса, мас. %

Местоположение	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Междуречье Молокона и Хибелена	7	<u>55.26</u> 1.92	<u>1.03</u> 0.37	<u>15.43</u> 0.95	<u>9.40</u> 1.34	<u>3.93</u> 1.50	<u>5.71</u> 1.07	<u>3.05</u> 1.17	<u>1.12</u> 0.39
Бассейн р. Мал. Мини, Окунайская структура	3	51.86	1.39	15.53	10.85	5.49	6.71	3.90	1.25
Бассейн р. Чечуй Великандинская структура	4	53.96	1.78	14.52	11.95	3.80	6.22	2.49	1.86

Примечания: здесь и далее сверху средние содержания, внизу дисперсия

По сравнению с кларками для основных пород, базальтоиды комплекса обогащены литофильными и сульфидными элементами, а обеднены сидерофильными элементами, Sr и Nb (табл. 6.10). По данным В.Н. Собаченко (см. ниже табл. 6.31), по сравнению с данными других исследователей, в опробованных им базальтах ниже концентрации Li, Rb, особенно Nb и Zr, но выше – Ba, Sr и суммы редких земель. Возможно, это обусловлено анализом проб в разных лабораториях. Им определены содержания ряда микроэлементов, на которые ранее породы не исследовались. В результате установлено, что в базальтах комплекса содержится немного больше кларка для основных пород U, Th, значительно больше F, Be и Hf, но меньше Ta. В трахиандезитах резко повышены концентрации почти всех литофильных микроэлементов, в том числе и радиоактивных, а понижены только Sr.

Таблица 6.10

Геохимическая характеристика магматических пород второго цикла формирования пояса, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	56	260	189	236	153	281	340	282	251	145
Li	22	10	4,9	8,6	14,2	12,4	10,6	8	3,24	25
Ni	100	15		4,8			4,5	13,2		
Co	39	14,5		5,3			3	9,2		
Cr	55						-			
V	230	35		12			14	34		
Cu	178	40	20	14,4			6,7	26		
Pb	17	28	24	14	24	37	24	24	39	22
Zn	220	156	89	40	61	67	32	85	66	79
Ba	470	1300	2020	1240	1837	1228	690	1150	1750	2280
Sr	378	140	215	120	150	113	77	114	149	205
Sn	3	10,3	7,9	6,5	4,8	6,8	9,8	10	9	5
Zr	213	430	735						825	423
Nb	13		35	43					40	
La	44	127	150	120	101	149	157	148	180,5	92
Ce	62	237	250	210	160	282	243	260	331	150
Nd	37	147	97	124	69	107	147	160	120	57
Yb	3,9	11	11	10	4,5	8,5	17	13,8	13	5,7
Y	29	113	130	106	36	71	160	123	174	88
K/Rb	200	141	225	187	250	158	144	158	189	254
Rb/Sr	0,15	1,86	0,88	1,97	1,02	2,49	4,4	2,47	1,68	0,71
Ba/Sr	1,24	9,30	9,4	10,3	12,3	10,9	9	10,1	11,8	11,1
La/Yb	11,3	9,1	13,6	12	22,4	17,5	9,2	10,7	13,9	16,1
Ni/Co	2,56	1,1		0,9			1,5			
Au×10 ⁻⁴		5		5			5			
Ag×10 ⁻⁴		360		350			380			
Au/Ag		1:72		1:70			1:76			

Примечания: 1 – малокозинский комплекс, базальтоиды (данные А.Н. Срывцева); 2 – куленянский комплекс, трахиандезиты (данные А.Н.Срывцева и В.В.Булдыгерова); 3 – дельбичиндинский комплекс, монцонитоиды [Флерова, 1969]; 4 – домугдинский комплекс, трахидациты бас. р. Безымянки (данные А.Н.Срывцева и В.В.Булдыгерова); 5-8 – хибеленский комплекс, риодациты Тонгодинского (5) и Верхнеирельского (6) палеовулканов [Копылов, 1974] и экструзивов (7) периферии Большеминского горста (данные А.Н. Срывцева и В.В. Булдыгерова), субвулканические гранит-порфиры (8) Савкинского палеовулкана (данные А.Н. Срывцева); 9-10 – яральский комплекс, граниты Яральского (9) и Кедровского (10) массивов [Флерова, 1969]

Магнетит из андезибазальтов малокозинского комплекса содержит, г/т: Cr – 69, Ni – 140, Co – 32, V – 420, Sc – 12, Mo – 11, Sn – 35, Nb – 58.

По средним содержаниям породообразующих окислов породы лавовых бассейнов **куленянского комплекса** отвечают трахиандезитам (табл. 6.11). Содержания SiO₂ и K₂O в них близки к верхнему пределу для этого вида пород, а Al₂O₃, MgO и CaO – к нижнему [Классификация..., 1981]. Они отвечают разностям, переходным от известково-щелочной серии к субщелочной. Субвулканические разности по химическому составу мало отличаются от покровных. В них лишь несколько выше содержание SiO₂ и K₂O, а пироксен заменяется амфиболом, что свидетельствует о повышении роли H₂O.

Петрохимический состав пород щитовых вулканов колеблется от трахидацитового до трахибазальтового с преобладанием трахиандезитов, что нашло отражение в высокой дисперсии почти

Таблица 6.11

Петрохимический состав пород куленянского комплекса, мас. %

Породы	Местоположение	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Σ FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Трахиандезиты	Кунерминская ВТД	20	<u>62,58</u> 2,15	<u>0,95</u> 0,17	<u>15,15</u> 0,86	<u>7,10</u> 0,98	<u>1,03</u> 0,29	<u>3,10</u> 0,69	<u>3,46</u> 0,32	<u>4,86</u> 0,41
Трахиандезиты	Куленянская ВТД	23	<u>62,64</u> 0,76	<u>0,96</u> 0,16	<u>14,33</u> 0,63	<u>7,87</u> 0,96	<u>1,23</u> 0,27	<u>2,96</u> 0,50	<u>3,82</u> 0,55	<u>5,00</u> 0,41
Метатрахиандезиты		16	<u>63,45</u> 1,33	<u>0,98</u> 0,15	<u>14,62</u> 0,53	<u>6,90</u> 0,73	<u>1,32</u> 0,43	<u>3,23</u> 0,53	<u>3,57</u> 0,27	<u>4,72</u> 0,32
От трахидацитов до трахибазальтов	Вулканы междуречья Мини и Черепанихи	22	<u>61,04</u> 4,71	<u>1,10</u> 0,24	<u>15,47</u> 2,43	<u>7,87</u> 1,80	<u>1,49</u> 0,57	<u>3,55</u> 1,36	<u>3,39</u> 0,67	<u>4,72</u> 1,07
Метатрахиандезиты	Вулканы бас. р. Домугды	10	62,31	1,05	14,92	8,28	1,20	3,63	3,15	4,37
Метатрахиандезиты	Левокутимская ВТД	6	62,80	1,08	13,55	8,08	1,28	3,58	3,60	4,54

всех породообразующих окислов (см. табл. 6.11). Они также обогащены К, обеднены Al и Mg, по соотношению Na₂O к K₂O относятся к калиево-натриевой серии и близки к нижнему пределу характерных для нее значений.

Монотонность состава лавовых бассейнов куленянского комплекса, практическое отсутствие гидротермальных проявлений, связанных с их формированием, свидетельствует об их низкой потенциальной рудоносности. Мощные толщи монолитных пород препятствовали рудоотложению и в последующие эпохи. Более перспективны в этом отношении щитовые палеовулканы со значительной дифференциацией состава магматических образований, широким распространением туфов и гидротермальных проявлений, сопровождаемых урановым оруденением.

По сравнению с кларками для пород среднего состава, трахиандезиты куленянского комплекса в значительной степени обогащены литофильными элементами, особенно РЗЭ, в меньшей степени халькофильными элементами, кроме Cu, обеднены сидерофильными элементами, Li и Sr (см. табл. 6.10). Магнетиты из трахиандезитов Окунайского лавового бассейна содержат, г/т: Cr – 60, Ni – 26, Co – 14, V – 435, Sc – 14, Mo – 24, Sn – 27, Nb – 22. В магнетитах из эффузивов Дурганьского палеовулкана содержания всех определявшихся микроэлементов (кроме V) значительно выше, г/т: Cr – 320, Ni – 65, Co – 18, V – 215, Sc – 20, Mo – 73, Sn – 130, Nb – 52. Повышенные содержания сидерофильных микроэлементов, вероятно, обусловлены более основным составом магмы, а литофильных – процессами метасоматоза в зоне влияния Даванского разлома.

В районе водораздела рек Домугды и Гольцовой в составе вулканитов куленянского комплекса также преобладают трахиандезиты (средние содержания, мас. %: SiO₂ – 63,1; K₂O – 4,69; Na₂O – 3,6). По данным В.Н. Собаченко, в указанном районе они характеризуются низкими содержаниями F (0,078 – 0,084 %), но высокими содержаниями (г/т) Ba (до 1490), Nb (до 63), Zr (до 850), U (до 11), РЗЭ (до 542), Y (до 102), Be (до 8,3).

По петрохимическому составу породы **дельбичиндинского комплекса** отвечают кварцевым монцонитам с высокими содержаниями для этого вида пород SiO₂, TiO₂, ΣFeO и K₂O, низкими – Al₂O₃, MgO и CaO [Классификация..., 1981]. Как и образования куленянского комплекса, они относятся к переходным разностям от известково-щелочной серии к субщелочной. Содержания породообразующих окислов в разных массивах близки друг с другом и характеризуются низкой дисперсией. Лишь породы Дельбичиндинского массива на некоторых участках отличаются более основным составом (табл. 6.12).

По содержаниям микроэлементов породы дельбичиндинского комплекса в значительной степени отличаются от пород куленянского комплекса (см. табл. 6.10), а отличия от кларков еще больше. По-видимому, на глубинных уровнях магматической камеры продолжали накапливаться литофильные элементы, в том числе РЗЭ, Ba, Zr и Sr; уменьшаются содержания халькофильных элементов, Rb, Li и Sn.

Таблица 6.12

Петрохимические характеристики пород дельбичиндинского комплекса, мас. %

Местоположение	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Бас. р. Ниж. Ирели	4	62,14	1,13	14,42	7,94	0,94	3,37	3,88	4,68	0,34
Бас. р. Кунермы	6	58,66	1,20	14,09	10,26	1,41	4,37	3,51	4,32	0,68
	13	<u>62,05</u> 0,56	<u>0,85</u> 0,27	<u>14,04</u> 0,70	<u>8,46</u> 0,52	<u>1,16</u> 0,28	<u>3,36</u> 0,27	<u>3,35</u> 0,28	<u>5,09</u> 0,67	<u>0,48</u> 0,14
Бас. р. Верх. Ярал	7	64,94	0,99	13,44	7,28	0,68	2,82	3,67	5,35	0,31
Бас. р. Мини	15	<u>63,29</u> 0,57	<u>0,97</u> 0,08	<u>14,71</u> 0,60	<u>7,57</u> 0,73	<u>1,17</u> 0,12	<u>3,19</u> 0,27	<u>3,60</u> 0,25	<u>4,68</u> 0,20	<u>0,29</u> 0,05
Бас. р. Мал. Мини	7	64,88	0,92	14,55	6,41	1,07	2,99	3,18	4,49	0,28
Междуречье Дому- гды и Мини	11	<u>63,59</u> 1,03	<u>1,02</u> 0,09	<u>14,75</u> 0,78	<u>6,97</u> 0,53	<u>1,08</u> 0,23	<u>2,95</u> 0,49	<u>3,07</u> 0,40	<u>4,83</u> 0,61	<u>0,29</u> 0,04

По данным аэрогаммаспектрометрии, слабобаскристаллизованные породы периферии массивов имеют более высокую радиоактивность, чем глубокие их части. В спектре радиоактивных элементов в слабометаморфизованных породах комплекса преобладает U. В интенсивно метаморфизованных разностях в спектре радиоактивных элементов резко возрастает роль Th и дисперсия его содержаний. Отмечается прямая высокая корреляция Th с K.

Угнетенность процессов дифференциации и отсутствие значительных проявлений гидротермальной деятельности свидетельствуют о низкой потенциальной рудоносности комплекса. В его породах отмечаются лишь небольшие проявления кварцево-сульфидной минерализации.

По петрохимическому составу (см. табл. 4.6, 4.7) породы разных фаций и субфаций лавовых бассейнов **домугдинского комплекса** разнятся незначительно и соответствуют в основном трахидацитам. Субвулканические разности первого этапа (фазы) отличаются от покровных, с которыми имеют постепенные переходы, лишь несколько меньшими содержаниями SiO₂ и щелочей, а повышенным – остальных породообразующих окислов. Это обусловлено, по нашему мнению, поступлением магмы из единого магматического резервуара, после кратковременной его стабилизации перед извержением. Во время остановки движения магматических масс началась дифференциация вещества с обогащением верхних частей магматической колонны кремне-щелочным веществом. Затем, в результате резкого пароксизма магма верхних частей колонны поступила на поверхность, образовав лавовые бассейны, а остаточные порции внедрились в подстилающие их породы. Этим же обусловлено еще большее отличие состава пород субвулканических тел второго этапа, которые имеют трахиандезитовый состав.

Не различаются по петрохимическим характеристикам и породы разных лавовых бассейнов, за исключением Мадоакитканского, породы которого претерпели метасоматические изменения (табл. 6.13). Все породы комплекса относятся к трахидацитам с преобладанием K₂O над Na₂O. Относительно средних содержаний породообразующих окислов типовых пород этого класса [Классификация..., 1981] они характеризуются низкими концентрациями Al₂O₃, MgO и Na₂O и повышенной окисленностью железа.

По сравнению с кларком для кислых пород, породы домугдинского комплекса резко обогащены литофильными микроэлементами, особенно редкими землями, обеднены халькофильными и сидерофильными элементами, а также Sr (см. табл. 6.10). По сравнению с породами куленянского комплекса, содержания почти всех определявшихся микроэлементов немного ниже.

Данные по геохимии этих пород бассейна р. Кутимы, приведенные [Копылов, 1974], отличаются от значений, приведенных в табл. 6.10, в сторону увеличения содержаний почти всех определявшихся микроэлементов при близких содержаниях щелочей (г/т): Rb – 236→251, Li – 8,6→12,2, Pb – 14→29, Zn – 40→66, Ba – 1240→2080, Sr – 120→114, Sn – 6,5→6,7, La – 120→152, Ce – 210→253, Nd – 124→93, Yb – 10→13, Y – 106→85. Особенно высокие содержания приведены для Ba, Pb и легких редких земель, а содержания тяжелых редких земель наоборот понижены. Магнетиты из трахидацитов Кутимского лавового бассейна содержат (г/т): Cr – 75, Ni – 48, Co – 22, V – 635, Sc – 22, Vb – 52, Sn – 75, Nb – 455.

Данные, полученные В.Н. Собаченко по образцам А.Н. Дёмина (см. ниже табл. 6.29) бассейна р. Кутимы, отличаются от других более высокими содержаниями Li, Rb, Sr. Содержания Ba и ΣTR ниже, чем у Э.Н. Копылова. Возможно, это обусловлено различиями в лабораторных исследованиях. В.Н. Собаченко привел данные по ряду элементов, которые ранее не определялись. Их сравнение с кларками для кислых пород показали более высокие содержания Be, Nb, Ta, Hf, U, Th, TR. Высокие

Таблица 6.13

Петрохимический состав пород палеовулканов домугдинского комплекса, мас. %

Окислы	Кутимский		Рассохинский		Малоакитканский
	Покровные	Субвулканические	Покровные	Субвулканические	Покровные
SiO ₂	<u>66,56</u> 0,70	<u>66,15</u> 0,98	<u>66,13</u> 0,84	<u>65,71</u> 1,72	67,91
TiO ₂	<u>0,67</u> 0,10	<u>0,87</u> 0,11	<u>0,65</u> 0,06	<u>0,76</u> 0,21	0,72
Al ₂ O ₃	<u>14,74</u> 0,36	<u>14,25</u> 0,58	<u>14,61</u> 0,62	<u>14,61</u> 0,75	14,01
Σ FeO	<u>5,18</u> 0,44	<u>6,00</u> 0,56	<u>5,55</u> 0,41	<u>5,83</u> 1,54	5,27
MgO	<u>0,69</u> 0,23	<u>0,92</u> 0,08	<u>0,73</u> 0,25	<u>0,76</u> 0,21	0,65
CaO	<u>2,04</u> 0,41	<u>2,30</u> 0,53	<u>2,28</u> 0,37	<u>2,43</u> 0,35	1,92
Na ₂ O	<u>3,54</u> 0,40	<u>3,31</u> 0,48	<u>3,39</u> 0,31	<u>3,34</u> 0,53	3,44
K ₂ O	<u>5,19</u> 0,45	<u>4,95</u> 0,79	<u>5,38</u> 0,40	<u>5,05</u> 0,47	4,78
n	78	8	28	10	8

содержания радиоактивных элементов обусловило высокую фоновую радиоактивность пород домугдинского комплекса, составляющую в среднем 30-40 мкР/час.

С комплексом не связаны какие-нибудь проявления гидротермальной деятельности, кроме жил молочно-белого кристаллического кварца. Потенциальная его рудоносность практически равна нулю. В то же время лавовые бассейны служили экраном для последующего уранового оруденения, а в пределах Малоакитканской структуры – редкометального, сульфидного оруденения и камнесамочетного сырья.

Породы **хибеленского комплекса** по петрохимическому составу соответствуют риодацитам, переходным к трахириодацитам с низкими содержаниями Al₂O₃ и высокими – K₂O (табл. 6.14). Различия в петрогеохимических характеристиках пород комплекса разных участков обусловлены, по-

Таблица 6.14

Петрохимический состав пород палеовулканов хибеленского комплекса, мас. %

Окислы	Ошечонский	Верхнеирельский		Маломинский		Экструзивы по периферии Большеминского горста
		Север	Юг	Покровные	Субвулканические	
SiO ₂	<u>71,07</u> 1,00	<u>71,03</u> 2,10	<u>70,71</u> 1,70	70,23	<u>70,63</u> 0,77	71,76
TiO ₂	<u>0,38</u> 0,05	<u>0,44</u> 0,17	<u>0,44</u> 0,12	0,37	<u>0,33</u> 0,05	0,34
Al ₂ O ₃	<u>13,58</u> 0,60	<u>13,57</u> 0,84	<u>13,55</u> 0,84	14,16	<u>14,28</u> 0,70	12,85
FeO	<u>3,98</u> 0,98	<u>3,77</u> 0,83	<u>4,29</u> 1,12	3,52	<u>3,60</u> 0,42	3,90
MgO	<u>0,35</u> 0,20	<u>0,29</u> 0,18	<u>0,44</u> 0,30	0,47	<u>0,49</u> 0,32	0,43
CaO	<u>1,00</u> 0,33	<u>1,30</u> 0,40	<u>0,81</u> 0,46	1,11	<u>0,93</u> 0,43	0,77
Na ₂ O	<u>2,98</u> 0,47	<u>3,12</u> 0,47	<u>2,82</u> 0,61	3,61	<u>3,20</u> 0,25	2,98
K ₂ O	<u>6,01</u> 0,69	<u>5,60</u> 0,60	<u>5,12</u> 1,07	5,30	<u>5,51</u> 0,32	6,07
P ₂ O ₅	<u>0,05</u> 0,04	<u>0,07</u> 0,08	<u>0,08</u> 0,07	0,12	<u>0,08</u> 0,05	0,06
n	31	22	20	10	14	10

видимому, в основном разным составом мантийных магмообразующих потоков вещества. В северных районах они были более обогащены летучими компонентами, в первую очередь, фтором. Высокие содержания летучих компонентов в магме способствовали масштабному проявлению гидротермально-метасоматических процессов.

По данным Э.Н. Копылова (см. табл. 6.10), содержания микроэлементов в породах комплекса варьирует в значительных пределах. По сравнению с кларками для кислых пород в большинстве случаев наблюдаются повышенные концентрации Rb, Pb, Ba и TR, пониженные – Li и Sr. От первых порций вулканитов к последующим на фоне роста роли К увеличиваются концентрации Rb, Li и редких земель. В породах с вкрапленниками кварца по сравнению с разностями, где вкрапленники представлены только полевыми шпатами, меньше концентрации Pb и Zn, но больше – Ba и Sr. Породы Тонгодинского палеовулкана отличаются от остальных образований комплекса пониженными содержаниями (в 1,5-3 раза) Rb, Be, Sn, Pb, TR, F, отношениями К к Ba, повышенными содержаниями Sr, Ba, Li, отношениями К к Rb и Pb, Zn к Pb, легких редких земель к тяжелым.

По данным В.Н. Собаченко, который опробовал породы трех выходов хибеленского комплекса (см. ниже табл. 6.31), содержания микроэлементов изменяются в таких же в широких пределах, как и по данным Э.Н. Копылова, лишь Sr зафиксирован в гораздо меньших концентрациях. Субвулканические риодациты бассейна р. Мужинай по содержаниям большинства определявшихся микроэлементов в значительной степени отличаются от других выходов пород комплекса и близки к риодацитам бассейна р. Тонгоды, то есть к вулканитам южных выходов хибеленского комплекса. В них значительно ниже концентрации F, Be, Rb, Nb, Ta, Hf, Zr, U, Th. Во всех трех участках устанавливаются содержания F, Be, Zr, Hf, Nb, Ta, U, Th, Rb значительно выше кларка для кислых пород, Li, Sr, Ba – ниже, лишь в породах бассейна р. Мужинай содержание Rb ниже кларка, а Ba – выше. В бассейне р. Маркиной Ирели наиболее распространены риодациты со средними содержаниями (мас. %): SiO₂ – 69,85; Na₂O – 3,94; K₂O – 6,09 (см. табл. 6.26). Геохимические особенности вулканитов здесь выражены высокими содержаниями F (до 0,45 мас.%), (далее – г/т) Be (до 7,9), U и Th при низких концентрациях Sr (42-62) и Ba (336-646).

Породы **яральского комплекса** по петрохимическому составу относятся к субщелочным двуполевошпатовым гранитам с пониженными содержаниями SiO₂, Al₂O₃, MgO, повышенными – TiO₂, окислов железа и суммы щелочей с преобладанием K₂O над Na₂O (табл. 6.15). Как видно из таблицы, породы комплекса имеют выдержанный состав на всей территории Яральского массива и низкую дисперсию содержаний пороодообразующих окислов. Лишь граниты северной части массива выделяются несколько повышенными содержаниями SiO₂, иногда щелочей и пониженными – других окислов.

Таблица 6.15

Петрохимический состав пород яральского комплекса, мас. %

Порода	Местоположение	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Граниты	Междуречье Молокона и Маркиной Ирели	20	<u>69,58</u> 0,59	<u>0,46</u> 0,05	<u>13,87</u> 0,48	<u>4,31</u> 0,58	<u>0,32</u> 0,10	<u>1,45</u> 0,35	<u>3,48</u> 0,20	<u>5,48</u> 0,25
Гранит-порфиры	Междуречье Молокона и Маркиной Ирели	24	<u>69,33</u> 0,80	<u>0,46</u> 0,05	<u>13,82</u> 0,31	<u>4,41</u> 0,63	<u>0,39</u> 0,28	<u>1,62</u> 0,48	<u>3,41</u> 0,24	<u>5,48</u> 0,38
Риодациты	Междуречье Молокона и Ниж. Ирели	16	<u>69,37</u> 1,06	<u>0,47</u> 0,04	<u>13,46</u> 0,71	<u>5,02</u> 0,51	<u>0,35</u> 0,11	<u>1,67</u> 0,19	<u>3,46</u> 0,15	<u>5,36</u> 0,31
Гранит-порфиры	Междуречье Маркиной и Ниж. Ирели	20	<u>69,09</u> 0,76	<u>0,44</u> 0,04	<u>13,98</u> 0,44	<u>4,34</u> 0,50	<u>0,46</u> 0,20	<u>1,42</u> 0,37	<u>3,51</u> 0,25	<u>5,81</u> 0,30
Граниты	Междуречье Вер. Ярала и Ниж. Ирели	15	<u>69,42</u> 0,95	<u>0,37</u> 0,12	<u>14,15</u> 0,40	<u>3,96</u> 0,49	<u>0,45</u> 0,27	<u>1,61</u> 0,26	<u>3,56</u> 0,44	<u>5,59</u> 0,43
Граниты	Бас р. Кунермы	26	<u>69,13</u> 1,08	<u>0,46</u> 0,10	<u>13,66</u> 0,71	<u>4,61</u> 0,57	<u>0,38</u> 0,29	<u>1,49</u> 0,46	<u>3,69</u> 0,34	<u>5,86</u> 0,42
Граниты	Бас. р. Умбеллы	13	<u>70,31</u> 0,60	<u>0,34</u> 0,04	<u>13,41</u> 0,41	<u>3,53</u> 0,50	<u>0,29</u> 0,13	<u>1,18</u> 0,35	<u>3,87</u> 0,43	<u>6,04</u> 0,39

Концентрации микроэлементов в разных частях Яральского массива близки между собой (см. табл. 6.10). По сравнению с кларками для кислых пород, гранитоиды Яральского массива обогащены K, Zr, Y, PЗЭ, Sn, F, Rb, Pb, Ba, а обеднены Ca, Sr и Li. В северной части массива, в породах с более высокими содержаниями кремнекислоты и щелочей, по сравнению с другими участками, отмечаются повышенные содержания Li, F, Rb, Be, Pb, Sn, TR и Y и пониженные – Ba и Sr. В Кедровском массиве

ве, по сравнению с Яральским, значительно ниже концентрации K, Rb, Pb, Sn, Zr, Y и TR, выше – Li, Zn и Ba.

По данным аэрогаммаспектрометрии, породы яральского комплекса характеризуются относительно ровными значениями фоновой радиоактивности, равной 10-15 мкР/час. Лишь в бассейне р. Кунермы она понижается за счет большого объема провесов кровли до 8-10 мкР/час, а на водоразделе рек Верх. Ярала и Ярала повышается до 25-30 мкР/час вследствие распространения здесь метасоматических и пегматоидных образований с повышенными концентрациями минералов, содержащих радиоактивные элементы. Содержания U колеблется в пределах $12-25 \times 10^{-4}\%$, а Th – в пределах $20-40 \times 10^{-4}\%$. Эти значения несколько понижаются в бассейне р. Кунермы и значительно повышаются на водоразделе рек В. Ярала и Ярала. В спектре радиоактивности преобладает U. В метаморфизованных разностях в спектре радиоактивности возрастает роль Th. Повсеместно устанавливается высокая прямая корреляция Th с K.

В магнетитах из пород центральных частей массивов по сравнению с эндоконтактовой зоной вместе с титаном повышаются содержания сидерофильных элементов и понижаются – литофильных (г/т): Cr – 67→140, Ni – 18→46, Co – 14→38, V – 160→220, Sc – 7→15, Mo – 58→73, Sn – 94→42, Nb – 790→530. Содержания сидерофильных микроэлементов в магнетитах из пород Кедровского массива изменяются без выраженной закономерности. В магнетитах эндоконтактовой зоны содержится (г/т): Cr – 160, Ni – 19, Co – 13, V – 1100, Sc – 10, Mo – 31, Sn – 100, Nb – 60, а в магнетитах центральных частей массива – Cr – 140, Ni – 28, Co – 13, V – 1200, Sc – 4, Mo – 38, Sn – 53, Nb – 50.

По мнению К.В. Флёровой и др. [1969], различия в химизме обусловлены различиями в исходном субстрате. По нашему мнению, немаловажную роль в этом могут играть и различия в веществе, поступающем из мантии в область магмаобразования.

Петрогеохимические данные свидетельствуют о комагматичности яральского и хибеленского комплексов. Вероятно, яральский комплекс выполняет магматическую камеру, откуда в хибеленское время магма поступала на поверхность, а остаточные ее порции внедрялись в вулканогенные образования хибеленского комплекса. Началу вулканической деятельности хибеленского времени предшествовала относительно кратковременная остановка подъема магмы, что привело к некоторой ее дифференциации с образованием более кислого расплава в верхних частях магматического очага. Более глубокозалегающие магматические массы – родоначальники яральского комплекса имели более основной состав.

Таким образом, во второй цикл формирования пояса состав магматических пород образуют единый эволюционный ряд от базальтового до риодацитового и гранитового (табл. 6.16). Магмати-

Таблица 6.16

Сравнительная характеристика средних петрохимических составов магматических пород второго цикла формирования пояса, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	53,00	62,27	61,01	66,20	71,13	69,69
TiO ₂	1,22	0,95	0,90	0,71	0,38	0,44
Al ₂ O ₃	15,06	14,02	14,40	14,56	13,50	13,46
Fe ₂ O ₃	4,50	3,19	3,49	2,81	2,27	2,17
FeO	5,89	4,65	5,46	2,60	1,57	2,30
MnO	0,17	0,13	0,13	0,10	0,06	0,08
MgO	5,13	1,20	1,10	0,65	0,36	0,40
CaO	7,19	3,53	3,75	2,20	1,27	1,78
Na ₂ O	2,95	3,25	3,34	3,52	3,11	3,46
K ₂ O	1,35	4,42	4,40	5,32	5,62	5,35
P ₂ O ₅	0,30	0,34	0,49	0,18	0,04	0,08
Al'	0,97	1,55	1,43	2,40	3,21	2,76
Feб	52,1	77,90	81,40	81,60	84,90	85,60
F _{ок}	0,40	0,38	0,31	0,48	0,56	0,45
K	0,22	0,64	0,62	0,67	0,70	0,77
N	0,49	0,66	0,65	0,67	0,66	0,77
n	31	20	27	13	12	22

Примечания: 1 – малокозинский комплекс, базальтоиды; 2 – куленянский комплекс, трахиандезиты; 3 – дельбичиндинский комплекс, кварцевые монзониты; 4 – домугдинский комплекс, трахидациты, 5 – хибеленский комплекс, риодациты; 6 – яральский комплекс, граниты

ческие образования каждой стадии, не смотря на огромные объемы (кроме первой стадии), имели весьма однообразный состав. Для них характерна повышенная щелочность с преобладанием калия над натрием (кроме вулканитов малокозинского комплекса). Во всех магматических образованиях цикла наблюдаются повышенные концентрации литофильных микроэлементов и фтора, пониженные – сидерофильных и халькофильных, а также Sr и Li. Для всех магматических образований характерна повышенная радиоактивность, обусловленная повышенными концентрациями радиоактивных веществ.

Палингенно-метасоматические гранитоиды даванского комплекса широко распространены в зоне Даванского разлома. К западу их объем быстро сокращается. Состав этих гранитоидов на разных участках несколько различается в зависимости от интенсивности процессов гранитообразования и состава вмещающих пород. По мере приближения к зоне Даванского разлома влияние состава вмещающих образований на состав палингенно-метасоматических гранитоидов уменьшается. В зависимости от интенсивности метасоматических изменений они разделяются на порфировластовые гнейсо-граниты и равномернозернистые лейкограниты. По сравнению с вмещающими образованиями, гнейсо-граниты обогащены SiO₂ и K₂O и обеднены другими породообразующими окислами. В лейкогранитах происходит дальнейший рост содержаний SiO₂ и сокращения других окислов, в том числе и K₂O (табл. 6.17, 6.18). Повышенная дисперсия содержаний обусловлена, по-видимому, разным составом субстрата.

Таблица 6.17

Петрохимический состав гранитоидов даванского комплекса, мас %

Породы	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ + FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Порфировластовые гнейсо-граниты Большеминского горста	16	<u>71,14</u> 2,95	<u>0,46</u> 0,21	<u>13,15</u> 0,91	<u>3,86</u> 1,34	<u>0,61</u> 0,36	<u>1,58</u> 0,81	<u>3,05</u> 0,24	<u>5,24</u> 0,51
Там же, равномернозернистые лейкограниты	11	<u>74,59</u> 2,47	<u>0,29</u> 0,17	<u>12,08</u> 1,10	<u>2,84</u> 1,11	<u>0,42</u> 0,36	<u>0,95</u> 0,54	<u>2,99</u> 0,71	<u>5,13</u> 0,51
Порфировластовые гнейсо-граниты бас. рек Кунермы и Слюдянки	22	<u>71,65</u> 3,04	<u>0,35</u> 0,15	<u>12,81</u> 1,29	<u>4,11</u> 1,44	<u>0,36</u> 0,28	<u>1,15</u> 0,54	<u>3,47</u> 0,47	<u>5,56</u> 0,79
Там же, равномернозернистые лейкограниты	44	<u>75,57</u> 1,18	<u>0,20</u> 0,05	<u>11,82</u> 1,29	<u>3,08</u> 1,24	<u>0,22</u> 0,18	<u>0,55</u> 0,25	<u>3,29</u> 0,47	<u>5,22</u> 0,40
Жильные лейкограниты бас. р. Кунермы	13	<u>74,46</u> 1,63	<u>0,16</u> 0,05	<u>12,84</u> 0,74	<u>2,03</u> 0,58	<u>0,23</u> 0,18	<u>0,84</u> 0,21	<u>3,81</u> 0,61	<u>5,13</u> 0,57

Таблица 6.18

Петрохимический состав гранитоидов даванского и огнёвского комплексов, мас %

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,34	73,69	72,32	73,60	73,25
TiO ₂	0,30	0,22	0,21	0,24	0,32
Al ₂ O ₃	12,03	13,38	13,65	11,80	12,66
Fe ₂ O ₃	1,21	0,65	1,42	0,88	1,29
FeO	1,93	1,42	0,89	1,32	1,83
MnO	0,03	0,04	0,04	0,04	0,06
MgO	0,51	0,28	0,26	0,29	0,36
CaO	0,83	0,48	1,34	0,54	0,93
Na ₂ O	3,09	2,58	4,13	2,87	3,31
K ₂ O	5,69	5,15	4,72	5,42	5,00
P ₂ O ₅	0,08	0,04	0,03	0,03	0,02
Al'	3,30	5,69	5,31	4,74	3,64
Foб	76,90	80	82,40	80,3	82,30
Fок	0,36	0,29	0,58	0,37	0,38
K	0,88	0,61	0,78	0,82	0,75
N	0,86	0,55	0,83	0,79	0,75
n	15	26	12	13	20

Примечания: 1-2 – лейкограниты правобережья р. Кутимы метасоматические (1) и палингенные (2); 3 – жильные тела палингенно-метасоматических лейкогранитов междуречья Ярала и Хаки; 4-5 – лейкограниты огнёвского комплекса Нижнеирельского (4) и Среднекедровского массивов

Подобные соотношения палингенно-метасоматических гранитоидов и вмещающих пород свидетельствуют о том, что гранитизация происходила путем постепенного разбавления материала вмещающих образований лейкократовым материалом с приближением состава к составу гранитной эвтектики. Какие-либо признаки фронта базификации практически отсутствуют.

В процессе палингенно-метасоматического гранитообразования в породах возрастают содержания Rb, Pb, TR цериевой группы, Be, Sn и F (табл. 6.19), сокращаются концентрации Zn, Sr, Ba и Zr, количество Li вначале уменьшается, а затем возрастает.

По данным В.Н. Собаченко, в жильных лейкогранитах, по сравнению с приведенными в табл. 6.19, значительно меньше Sr, но больше Rb и особенно F. Вероятно, это обусловлено интенсивностью метасоматических преобразований субстрата. В.Н. Собаченко приводит также данные по ряду ранее не определявшихся элементов. Они показали высокие концентрации Hf, U, Th и TR в жильных гранитоидах.

Таблица 6.19

Геохимическая характеристика палингенно-метасоматических гранитоидов и вмещающих пород, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Rb	189	271	268	145	195	248	300	390	208	311	352
Pb	24	38	40	22	34	27	43	41	22	33	50
Zn	89	72	54	79	65	36	62	60	86	50	44
Sr	215	156	124	205	152	81	87	33	286	82	66
Ba	2020	1700	1360	2280	2270	1240	730	350	2640	1360	1060
Ce	250	270	290	150	150	180	350	290	230	250	250
La	150	140	160	92	90	105	190	170	140	140	150
Nd	97	90	98	57	58	67	120	99	110	89	92
Yb	11	11	12	5,7	5,2	6,6	14	14	9,8	9,4	8,4
Y	130	130	130	88	85	110	250	220	140	170	170
Zr	735	860	737	423	393	275	570	501	723	610	519
Be	4,5	5,2	5,5	2,1	2,2	3,1	8	6,4	5,2	4,8	4,2
Sn	7,9	8,9	11,2	5,0	6	4,5	10,6	11,9	8,5	10	9
Li	4,9	3,8	5,3	25	14	22	3	3	11,3	6,6	2,8
F %	0,13	0,15	0,22	0,11	0,09	0,15	0,23	0,31	0,10	0,12	0,14

Примечания: 1-2 – Дельбичиндинский массив (дельбичиндинский комплекс): 1 – неизменные монзонитоиды, 2 – тоже измененные; 3 – дайки палингенно-метасоматических лейкогранитов; 4-6 – Среднекедровский массив (жральский комплекс): 4 – граниты неизменные, 5 – тоже измененные, 6 – палингенные лейкограниты огнёвского комплекса; 7-8 – Нижнеирельский массив (огнёвский комплекс): 7 – краевая фация, 8 – центральная фация; 9-11 – Окунайский массив (огнёвский комплекс): 9 – вмещающие трахиандезиты куленянского комплекса, 10 – перемещенные лейкограниты, 11 – перемещенные лейкограниты

По петрохимическому составу породы **огнёвского комплекса** относятся к субщелочным лейкогранитам-аляскитам с преобладанием К над Na (см. табл. 6.18). В краевых частях массивов состав пород более основный, зависит от состава вмещающих образований и в какой-то мере унаследуют их особенности.

В геохимическом отношении, согласно данным К.В. Флеровой [1967, 1969, 1971], породы рассматриваемых массивов относительно вмещающих образований обогащены Rb, F, Pb, обеднены Sr, Ba, Zn; Li, Be, TR, Zr находятся в близких количествах. Содержания микроэлементов в разных массивах различаются в значительной степени. Нижнеирельский массив отличается более высокими содержаниями Rb, Be, Sn, TR и F и пониженными – Li, Ba, Sr. Среднекедровский массив относительно других массивов выделяется противоположными тенденциями: пониженными концентрациями Rb, Be, Sn, Pb, TR, Zr и повышенными – Li, Ba, Sr. От других палингенно-метасоматических образований пояса гранитоиды огнёвского комплекса отличаются значительно большими концентрациями Rb, редких земель иттриевой группы (особенно Y), Be, Sn, F и резко пониженными содержаниями Sr, Ba, Li (см. табл. 6.19).

6.3. ПЕТРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ТРЕТЬЕГО ЦИКЛА

Петрохимические анализы показывают, что содержания большинства породообразующих окислов в породах **ламборского комплекса** колеблются в широких пределах (табл. 6.20, 6.21). Преобладают кварцевые латиты. На некоторых участках основность пород уменьшается до трахириода-

цитового состава или повышается до латитового, почти до шошонитового. Щелочность всех разновидностей пород повышенная. Соотношения К и Na колеблются в широких пределах. Чаще К преобладает над Na, хотя отмечается и обратное соотношение. Характерны высокие содержания окислов Fe и Ti и низкие – Al. В латитах преобладает окисное железо, в остальных разновидностях – закисное.

Субвулканические разности по отношению к покровным имеют заметно более высокие содержания кальция и меньшие – щелочей, что обусловлено большим содержанием плагиоклаза и более высокой его основностью. В тоже время породы центральных частей субвулканических тел по содержаниям породообразующих окислов близки покровным разностям. Соотношение этих окислов в краевых частях массивов отражают процессы дифференциации, которые не затрагивают центральные части тел (см. табл. 6.5).

Таблица 6.20

Петрохимический состав пород
западной ветви Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта, мас. %

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	53,54	60,25	60,72	65,76
TiO ₂	1,67	1,28	1,29	0,70
Al ₂ O ₃	15,92	14,94	14,43	14,44
Fe ₂ O ₃	7,04	3,78	4,24	2,49
FeO	4,98	4,93	4,86	2,76
MnO	0,08	0,12	0,15	0,09
MgO	2,13	1,47	1,49	0,84
CaO	2,30	3,35	3,68	1,47
Na ₂ O	4,37	3,33	3,05	3,69
K ₂ O	4,98	4,76	4,00	4,95
P ₂ O ₅	0,41	0,35	0,39	0,21
Al'	1,13	1,47	1,36	2,37
Foб	74,9	76,1	76,6	77,03
F _{ок}	0,56	0,42	0,43	0,44
K	0,48	0,58	0,49	0,62
N	0,56	0,60	0,53	0,65
n	6	16	40	9

Примечания: 1 – латиты, 2 – кварцевые латиты покровные, 3 – тоже субвулканические, 4 – трахидациты

Таблица 6.21

Петрохимический состав пород
восточной ветви Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	63,65	71,23	62,36	61,71	63,93	60,88
TiO ₂	0,95	0,58	1,23	1,06	1,00	1,25
Al ₂ O ₃	14,95	11,81	13,95	14,51	13,76	13,53
Fe ₂ O ₃	2,62	2,54	4,33	3,95	3,88	5,49
FeO	4,00	2,07	1,49	4,10	3,67	3,65
MnO	0,10	0,04	0,05	0,04	0,10	0,05
MgO	1,10	0,61	1,10	1,48	1,03	1,84
CaO	3,01	0,86	1,95	2,17	2,10	2,26
Na ₂ O	3,30	3,03	3,61	3,89	3,52	6,62
K ₂ O	4,90	5,68	5,08	5,32	5,00	2,82
P ₂ O ₅	0,27	0,14	0,31	0,34	0,26	0,35
Al'	1,94	2,26	2,02	1,52	1,60	1,23
Foб	76,4	80	73,3	74,4	79,6	76,4
F _{ок}	0,37	0,52	0,72	0,46	0,48	0,57
K	0,63	0,80	0,61	0,66	0,63	0,75
N	0,63	0,77	0,63	0,69	0,65	0,91
n	40	13	10	17	28	6

Примечания: 1 – кварцевые латиты покровные; 2-5 – субвулканические породы: 2 - трахириодациты эндоконтактовые, 3 – кварцевые латиты эндоконтактовые, 4 – кварцевые монзонит-порфиры, 5 – лейкомонзониты центральных фаций; 6 – альбитофиры

Альбитофиры отличаются высокими содержаниями железа с преобладанием окисной формы и натрия, несколько повышены содержания окислов Ti, Mg и Ca. Более низкие содержания характерны для окиси K и Si.

К северу от Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта, как и в бассейнах рек Молокона и Улькана состав вулканитов довольно разнообразный, с преобладанием кварцевых латитов и трахидацитов (табл. 6.22). Коэффициент окисленности Fe свидетельствует о преобладании восстановительного характера магмы, поступающей на поверхность. Вулканиты комплекса бассейна р. Тонгоды отличаются несколько повышенной основностью и пониженными содержаниями железа с высокой степенью окисленности.

Породы Западно-Кутимского вулcano-купольного поднятия характеризуются ровным составом, соответствующим кварцевым латитам. От других выходов кварцевых латитов они отличаются высокими содержаниями Fe, в основном в составе магнетита, что свидетельствует о восстановительных условиях их становления. В повышенных содержаниях также присутствуют окислы Ti, Al и Ca. Вероятно, в них более высокие содержания плагиоклаза. Содержания SiO₂ несколько понижено.

Таблица 6.22

Петрохимический состав пород ламборского комплекса северной и южной частей пояса, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	62,47	64,97	59,72	59,78	64,01
TiO ₂	1,06	0,89	1,37	1,35	0,95
Al ₂ O ₃	14,51	13,92	14,12	14,89	14,29
Fe ₂ O ₃	2,96	2,99	9,58	9,53	7,04
FeO	2,45	3,64			
MnO	0,12	0,10			
MgO	0,85	1,47	1,37	1,39	1,73
CaO	2,66	2,52	4,20	4,36	1,87
Na ₂ O	3,41	3,30	3,24	3,21	3,24
K ₂ O	4,71	4,80	3,89	4,30	4,68
P ₂ O ₅	0,20	0,24			
Al ⁺	1,76	1,72	1,29	1,36	1,63
Fe ^б	82	70,7			
F _{ок}	0,37	0,42			
K	0,61	0,64			
N	0,63	0,65			
n	17	13	3	3	14

Примечания: 1-4 - кварцевые латиты: 1 – бас р. Тонгоды, 2 – водораздела рек Молокона и Улькана, 3-4 – Западнокутимского вулcano-купольного поднятия (3 – правобережья р. Кутимы, 4 – вершины р. Западной Кутимы); 5 – вулканиты междуречья Верхней Рассохи и Черепанихи

По отношению к кларку для пород среднего состава, породы ламборского комплекса обогащены литофильными микроэлементами, особенно редкими землями иттриевой группы (табл. 6.23). Обеднены они сидерофильными микроэлементами, Sr и Li, а также Au и Ag. По данным аэрогаммаспектрометрии породы ламборского комплекса в бассейне р. Западной Кутимы содержат (г/т) U - 7,5, Th – 22, K - 1,6 %, общая радиоактивность в среднем составляет 7,9 мкр/час. В субвулканических телах по сравнению с покровными разностями магнетит обогащен почти всеми определяемыми элементами, кроме Ni и Co, что свидетельствует о их более высоком рудном потенциале. В этом направлении наблюдаются их следующие соотношения (г/т): Cr – 83 → 60, Ni – 16 → 24, Co – 25 → 23, V – 160 → 690, Sc – 16 → 20, Mo – 20 → 27, Sn – 36 → 48, Nb – 220 → 290.

По данным Э.Н. Копылова [1974] породы комплекса бассейнов рек Тонгоды и Молокона более богаты Li, чем аналогичные породы по данным других исследователей для других районов. Резкое изменение концентраций ряда микроэлементов на границе центральной и эндоконтактовых фаций субвулканических тел и их поведение в разных частях эндоконтактовой фации подтверждают тезис о том, что в субвулканических телах дифференциация состава происходила только в приконтактовых частях.

Данные В.Н. Собаченко, как и других исследователей, показывают значительный разброс значений концентраций большей части определявшихся элементов (см. ниже табл. 6.29). Отмечается, в общем, более высокие содержания Nb, Zr, более низкие - Y. Из ранее не определявшихся мик-

Таблица 6.23

Геохимическая характеристика пород ламборского комплекса, г/т

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Rb	219	214	283	202	160	235	222	214
Li	20	13	10	11	10	10,9	22,1	25,1
Ni	8,5	84	6,3	7,4	7,4	7,5		
Co	12,5	11,5	4,4	8,8	10	9,7		
Cr			12	14	14	10		
V	37	33	8,1	19	34	26,8		
Cu	22	27	21	24	35	19		
Pb	20	23	3,5			16	38	31
Zn	110	89	48			79	78	85
Ba	1340	1320	870	970	1140	1180	1136	1681
Sr	140	127	62	18	118	96	114	136
Sn	10	7,6	14,6	13,8	16,4	8,8	7,4	7
Zr	550	480	504	540	580	485		
Nb	23	18	20	17	18	23		
Be	4,2	3,8	5,6			3,3	5,2	4,1
La	126	127	136	155	120	142	118	168
Ce	211	210	210	225	240	223	251	268
Nd	140	125	118	125	143	140	100	126
Yb	13,9	12,7	11,2	14,5	11	13,6	11	12
Y	128	113	110	135	113	125	69	85
K/Rb	175	178	184	211	232	177	194	192
Rb/Sr	1,56	1,69	4,56	1,71	1,36	2,44	1,95	1,57
Ba/Sr	9,57	10,4	14	8,2	9,66	12,3	9,96	12,36
La/Yb	9,06	10	12,1	10,7	10,9	10,4	10,7	14
Ni/Co	0,70	0,73	1,43	0,84	0,74	0,77		
Au $\times 10^{-4}$	7	13,5				15		
Ag $\times 10^{-4}$	440	335				250		
Au/Ag	1/63	1/25				1/17		

Примечания: 1-2 – кварцевые латиты Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта западной – 1 и Восточной – 2 ветви; 3-5 – породы эндоконтактовой фации субвулканических тел: трахириодациты – 3, кварцевые латиты – 4 и кварцевые монзониты – 5; 6 – кварцевые монзониты центральной фации субвулканических тел; 7-8 – кварцевые латиты бассейнов рек Тонгоды – 7 и Молокона – 8 [Копылов, 1974]

роэлементов по отношению к кларку для средних пород значительно более высокие концентрации имеют Be, Hg, U и Th, в меньшей степени превышают кларк F и TR.

Чайский вулканический комплекс. В чайской свите вулканиты имеют преимущественно трахириодацитовый состав [Собаченко и др., 2000 и др.], в резко подчиненном объеме присутствуют субщелочные базальтоиды – шошониты. Не исключено, что в чайском комплексе проявлена бимодальная серия основных и кислых пород с угнетенной составляющей основного состава.

Трахириодациты чайского комплекса характеризуются однообразием петрохимического состава (табл. 6.24). Они относятся к типовым породам этого вида с низкими содержаниями окислов Si (часто ниже рубежных содержаний для трахириодацитов), Al, Ca, высокими – Fe и Mn, преобладанием K над Na. Это свидетельствует о высокой железнитости темноцветных минералов и о преобладании калишпата над плагиоклазом с высокой альбитовой составляющей. К центральным частям пояса в вулканитах в ряду Ревуньский - Гольцовский палеовулканы четко видно возрастание содержаний SiO₂, сокращение - окислов Fe (с ростом его окисленности), Ca и Na, что связано с убыванием количества плагиоклазов. Также становится меньше окислов Mn и P.

Трахириодациты характеризуются весьма высокими содержаниями летучих компонентов: H₂O, CO₂ и F. В них также значительно больше кларка для кислых пород Be, Nb, Zr, Hf, TR, особенно Y, U и Th (табл. 6.25). Повышенные содержания радиоактивных элементов обеспечивают высокую радиоактивность пород (фон в среднем составляет 50-60 мкр/час). Резко пониженные содержания характерны для Sr, менее выразительны они для Li и Ba. Высокие значения отношений изотопов Sr свидетельствуют о коровом генезисе вулканитов чайского комплекса как кислого, так и основного составов.

Таблица 6.24

Петрохимический состав пород чайского комплекса, мас. % [Булдыгеров, 1979]

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,78	69,63	69,00	69,77	68,40	70,40	73,35
TiO ₂	1,50	0,42	0,44	0,48	0,45	0,41	0,39
Al ₂ O ₃	13,92	13,04	13,99	14,15	14,16	13,76	12,25
Fe ₂ O ₃	3,29	2,42	2,33	1,98	1,78	2,51	2,89
FeO	8,02	3,08	1,01	2,02	2,65	1,33	0,84
MnO	0,13	0,07	0,08	0,08	0,10	0,04	0,05
MgO	5,96	0,90	0,71	0,30	1,11	0,88	0,82
CaO	7,45	0,60	0,85	0,93	1,09	0,33	0,17
Na ₂ O	3,32	3,19	3,84	3,25	3,49	2,79	2,36
K ₂ O	2,12	6,33	5,77	5,69	5,34	6,50	6,01
P ₂ O ₅	0,23	0,09	0,05	0,06	0,08	0,04	0,02
ппп		н/о	0,86	0,97	1,36	0,74	0,20
H ₂ O		н/о	н/о	0,02	0,06	0,15	0,02
Сумма		99,77	99,83	99,70	100,07	99,79	99,37
n	1	3	6	7	6	7	4

Примечания: 1 – шошонит бас. р. Н. Моголь; 2-5 – трахириодациты линейных экструзивно-лавовых палеовулканов бас. рек: 2 – Верхней Рассохи, 3 – Нижней Моголи, 4 – Могольки и Кутимы, 5 – Мини; 6 – трахириодациты палеовулкана Ревуньский; 7 – трахириолиты палеовулкана Гольцового

Таблица 6.25

Химические составы (мас. %) и содержания изотопов Rb и Sr (г/т) в трахириодацитах чайского комплекса

	407А	406А	405А	410А	409А	412А	41580/4	41580/6	400А
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb _{общ.}	206	240	304	265	340	305	298	332	254
Sr _{общ.}	182	154	154	102	74	87	81	56	60
⁸⁷ Rb±2σ	58,41± 0,02	67,83± 0,07	88,88± 0,08	75,09± 0,05	96,46± 0,08	86,42± 0,08	84,44± 0,08	94,11± 0,09	71,88± 0,08
⁸⁶ Sr±2σ	17,47± 1	14,67± 0,02	9,601± 0,11	6,973± 0,016	7,874± 0,015	7,605± 0,008	5,276± 0,009	5,559± 0,005	4,0148± 0,0036
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	3,30499	4,5705	9,1510	10,6448	12,1096	11,2329	15,8205	16,7346	17,6979
±2σ	±0,0031	±0,0111	±0,0189	±0,0319	±0,0335	±0,02247	±0,0425	±0,03142	±0,03598
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,81082	0,84581	0,95667	0,96728	0,99527	0,99861	1,0878	1,1098	1,1227
±2σ	±0,0016	±0,0012	±0,0021	±0,00032	0,00018	±0,00024	±0,0002	±0,0002	±0,0005
Rb/Sr	1,1	1,6	2,9	3,6	3,4	3,8	5,5	5,5	5,9
SiO ₂	68,84	68,39	68,39	68,20	68,69	68,62	68,25	68,32	68,24
TiO ₂	0,46	0,44	0,44	0,42	0,43	0,43	0,52	0,49	0,41
Al ₂ O ₃	13,82	13,62	13,62	13,79	13,00	13,26	13,26	13,75	13,84
Fe ₂ O ₃	1,62	1,93	1,93	2,39	2,07	1,8	2,13	1,51	1,43
FeO	2,69	2,69	2,69	2,12	2,48	3,41	2,55	3,45	2,80
MnO	0,11	0,13	0,13	0,10	0,14	0,12	0,13	0,11	0,06
MgO	0,51	0,61	0,61	0,20	0,41	0,37	0,60	0,70	0,88
CaO	1,8	1,4	1,4	1,40	1,45	1,4	0,80	1,00	1,00
Na ₂ O	3,96	3,71	3,71	3,01	3,28	3,54	3,73	3,14	3,28
K ₂ O	7,8	5,03	5,03	6,72	6,11	5,88	5,59	6,36	5,65
Li ₂ O	0,0019	0,0017	0,0017	0,0021	0,0028	0,0025	0,0024	0,0030	0,0034
Rb ₂ O	0,024	0,027	0,027	0,036	0,034	0,033	0,032	0,040	0,029
CsO	0,0003	0,0004	0,0004	0,0006	0,0006	0,0004	0,0007	0,0005	0,0002
F	0,18	0,32	0,32	0,40	0,45	0,40	0,35	0,48	0,32
H ₂ O	0,91	1,09	1,09	0,78	0,80	0,44	0,88	0,76	1,08
P ₂ O ₅	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09
CO ₂	0,29	0,25	0,25	0,22	0,26	0,42	0,34	0,29	0,43
Σ _I	100,10	99,72	99,72	99,87	99,69	100,14	99,96	100,48	99,54
0~F ₂	0,08	0,13	0,13	0,17	0,19	0,17	0,15	0,20	0,13
Σ _{II}	100,02	99,59	99,59	99,70	99,50	99,96	99,81	100,28	99,41
K _{арг}	0,81	0,82	0,82	0,87	0,88	0,87	0,83	0,83	0,84

Примечания: анализы выполнены в лабораториях института геохимии СО РАН; аналитики: Г.П. Сандиминова, Э.А. Банковская, Г.А. Погудина.

Таким образом, эволюция петрогеохимического состава пород третьего цикла более сложная, чем в предыдущих циклах. В ламборском комплексе вначале происходило антидромное изменение пород от риодацитов до латитов-монцитонитов, а в конце тренд изменения приобрел гомодромный характер. В чайском комплексе наблюдается контрастный трахириодацит-шошонитовый состав вулканических образований. Магматические образования цикла характеризуются повышенными содержаниями литофильных элементов, пониженными – сидерофильных, халькофильных, Sr, Li. Особенно эти особенности выражены в кислых вулканитах чайского комплекса. Для них характерны высокие содержания таких летучих компонентов как H_2O , CO_2 , F. Все магматические породы цикла имеют высокий радиоактивный фон, главным образом за счет повышенных содержаний урана. Эти особенности обусловили широкое распространение урановой минерализации в регионе.

6.4. ПЕТРОГЕОХИМИЯ ПОРОД ЗОНЫ ДАВАНСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

В зоне Даванского разлома выделяется два этапа метаморфических и метасоматических процессов [Собаченко, 1975, 1988]. В первый этап подверглись метаморфизму до амфиболитовой фации породы пояса преимущественно среднего и основного состава. В этих условиях сформировались гранитоиды даванского комплекса состава аляскитовых гранитов, на контактах которых с вмещающими образованиями возникли породы типа граносиенитов. Состав аляскитовых гранитов, вследствие, ассимиляции разных по составу пород не однороден.

Во второй этап по разнородному субстрату, в том числе по гранитоидам даванского комплекса, проявлен дислокационный метаморфизм. По скандиевому геотермометру Офтедаля [Ингерсон, 1958] и амфибол-биотитовому геотермометру Л.Л. Перчука [Перчук, 1970] температура его проявления достигала соответственно в $520-550^\circ$ и $540-570^\circ$ С, что отвечает амфиболитовой фации метаморфизма [Винклер, 1960]. Сопровождался он процессами метасоматоза (гранитизации) и локального плавления пород (реоморфизма). Производные этого этапа – грубоочковые и тонкополосчатые бластотектониты, лейкократовые граниты и кварц-амазонитовые жилы бирского комплекса. На регрессивной стадии в зонах расслаивания в разнородных породах проявлены процессы метасоматоза повышенной щелочности, а также грейзенизации и диафтореза.

Гранитоиды зоны Даванского разлома по петрохимическим характеристикам А.Н. Заваритского (табл. 6.26) относятся преимущественно к классу пород, пересыщенных кремнеземом ($Q = +15,8 - 41,6$), богатых щелочами ($a:c = 7,5-68,4$), с повышенным отношением FeO/MgO , главным образом, за счет высокого содержания закисного железа. В гранитоидах даванского комплекса калий преобладает над натрием ($n = 45,6 - 49,2$). В гранитах бирского комплекса соотношение компонентов меняется ($n = 52,3 - 56,5$). Изменения нормативного состава гранитоидов в ряду аляскитовый гранит ($Or_{733} Ab_{27} K_{40}$ – гранито-гнейс, $Or_{732} Ab_{31} K_{37}$ – реоморфический лейкогранит, $Or_{731} Ab_{38} K_{31}$) отражают направленность этих изменений. Нормативный состав обогащенных SiO_2 , K и F аляскитовых гранитов Даванской зоны располагается на диаграмме Боуэна – Таттла в поле эвтектических расплавов.

Как было показано Д.С. Коржинским [1972] на примере зоны Станового разлома, изменение состава пород и снижение их щелочности в процессах повторной гранитизации является доказательством участия в этих процессах трасмагматических растворов.

Породы в Даванской зоне характеризуются повышенными содержаниями F, Be, Nb, Ta, РЗЭ (рис. 6.1) [Собаченко, 1974]. В сравнении с трахиандезитами субстрата, гранитоидами даванского комплекса и развитыми по ним бластотектонитами, более поздние лейкограниты бирского комплекса обеднены Nb, Ta, Zr, Yf, U, Th и характеризуются более высокими концентрациями Sr и особенно Ba. Геохимические особенности лейкогранитов бирского комплекса, в сравнении с гранитоидами даванского комплекса и образовавшихся по ним бластотектонитами, свидетельствуют о выносе высокозарядных элементов и фтора из пород субстрата при их образовании.

Широкое развитие в породах Даванской зоны минералов с повышенной железистостью (гастингсита, лепидомелана), обилие магнетита, повышенное содержание калиевых полевых шпатов, слабое развитие мусковитизации свидетельствуют о близости этих комплексов к гранито-гнейсовым формациям повышенной щелочности. При развитии процессов повторной гранитизации понижалась щелочность пород, что согласуется со снижением железистости биотитов от 0,97-0,98 – аляскитовых гранитов и граносиенитов даванского комплекса до 0,85 – 0,89 в реоморфических лейкогранитах бирского комплекса (табл. 6.27).

Таблица 6.26

Средние петрохимические составы пород зоны Даванского разлома, мас. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	62,78	66,36	75,81	67,01	76,18	73,57	76,44	74,42
TiO ₂	0,84	0,42	0,30	0,53	0,20	0,19	0,30	0,11
Al ₂ O ₃	15,29	14,24	11,68	14,65	11,84	13,77	11,98	14,09
Fe ₂ O ₃	3,00	1,18	0,68	2,54	1,19	0,51	1,33	0,96
FeO	3,98	4,10	1,80	2,71	1,32	1,49	0,46	0,16
MnO	0,19	0,09	0,05	0,19	0,04	0,03	0,02	0,002
MgO	0,92	0,85	0,09	0,37	0,07	0,36	0,16	0,05
CaO	3,25	2,5	0,92	3,84	3,39	3,99	3,12	3,48
Na ₂ O	3,60	3,30	2,94	3,84	3,39	3,99	3,12	3,48
K ₂ O	5,00	5,40	5,17	5,99	5,21	4,72	5,24	4,79
P ₂ O ₅	0,37	0,08	0,05	0,06	0,02	0,03	0,12	0,01
SO ₃	Не обн	Не обн	Не обн	Не обн	Не обн	0,06	0,04	0,03
П.п.п.	0,45	0,58	0,54	0,26	0,25	0,16	0,64	0,81
Сумма	99,68	99,10	100,03	100,10	100,22	99,99	100,01	99,23
F	0,27	0,10	0,41	0,20	0,31	0,08	0,09	0,15
B	<0,003	<0,003	<0,003-	<0,003	<0,003	<0,003	0,0035	0,0031
n	52,3	48,2	46,6	49,2	50,0	56,5	47,4	52,3
Q	+17,1	+19,4	+21,0	+15,8	+36,6	31,3	+38,6	+32,7
a:c	5,64	7,5	14,6	14,0	35,7	11,8	64,4	46,0
Орт	37,4	41,4	32,8	41,7	32,4	30,7	33,4	31,3
Аб	38,6	36,4	27,5	38,1	30,4	37,7	24,1	28,9
Кв	24,0	22,2	39,7	20,2	37,2	31,6	42,5	39,8

Примечания: 1 – частично перекристаллизованные трахиандезиты куленьянского комплекса (6); 2-3 – гранитоиды протерозоя: 2 –граносиениты (2), 3 – аляскитовые граниты (6) 4 – грубоочковые биотит-амфиболовые бластотектониты (7), 5 – лейкократовые гранито-гнейсы по аляскитовым гранитам (33), 6 – амфибол-биотитовые реоморфические лейкограниты бирского комплекса (8), 7 – перекристаллизованные аляскитовые граниты (8), 8 – мелкозернистые биотитовые лейкократовые граниты (4); в скобках – количество анализов, средние содержания фтора и бора рассчитаны по 5-29 пробам

Сравнительный анализ химизма гранитоидов зон Даванского и продолжающего его к югу-Приморского глубинных разломов (в зоне Приморского разлома гранитоиды объединены в приморский комплекс) на диаграмме В.Н.Лодочникова (рис.6.2) показал, что составы реоморфических лейкогранитов этих зон «выпадают» из комплементарных рядов гранитоидов нижнего протерозоя, что подтверждает ранее сделанный вывод [Собаченко, 1975] о проявлении в рассматриваемых зонах поздних (посленижнепротерозойских) реоморфических и палингенно-метасоматических комплексов. Породы этих реоморфических комплексов Прибайкалья в ряду полифациальных метаморфических формаций, выделенных Б.Я. Хоревой [1967], можно отнести к метаморфическим, переходным к плутоно-метаморфическим формациям зон глубинных разломов сиалического типа.

Пространственная связь кварц-амазонитовых жил с телами лейкогранитов, морфология тел и резкие секущие контакты жил с вмещающими породами, а также минеральные парагенезисы свидетельствуют о том, что эти жилы образовались на магматическом этапе [Собаченко, 1975].

Широкое распространение в Даванской зоне смятия аляскитовых гранитов даванского комплекса и развитых по ним бластотектонитов, которые явились субстратом для редкометальных метасоматитов, предопределяет необходимость оценить их потенциальную рудоносность с привлечением известных геохимических критериев. Геохимическими признаками потенциальной рудоносности гипабиссальных гранитоидов являются высокие содержания летучих элементов, резко неравномерное распределение в гранитах редких элементов, накопление их и элементов-минерализаторов в апикальных частях интрузий, повышенные содержания рудных элементов в слюдах [Таусон, 1978] и другие. Некоторые из этих признаков выявлены в аляскитовых гранитах Даванской зоны [Собаченко, 1974]. Автометасоматические процессы в гранитах проявлены слабо. Для аляскитовых гранитов (район Давана) характерны повышенная щелочность (К агп – 0,85 – 0,90), высокое содержание SiO₂ (до 76 мас. %), фтора (до 0,4 – 0,5 мас. %), высокие концентрации некогерентных элементов (табл. 6.28).

На высоких гипсометрических уровнях (менее эродированные части тел) по отношению к глубоким эродированным врезам в аляскитовых гранитах установлено эманационное накопление (в порядке относительной интенсивности накопления) Cs, Li, W, Sn, Ta, Rb, Y, Be, при этом накопления фтора в магматитах не наблюдается (табл. 6.28). Значимых корреляционных связей содержаний пе-

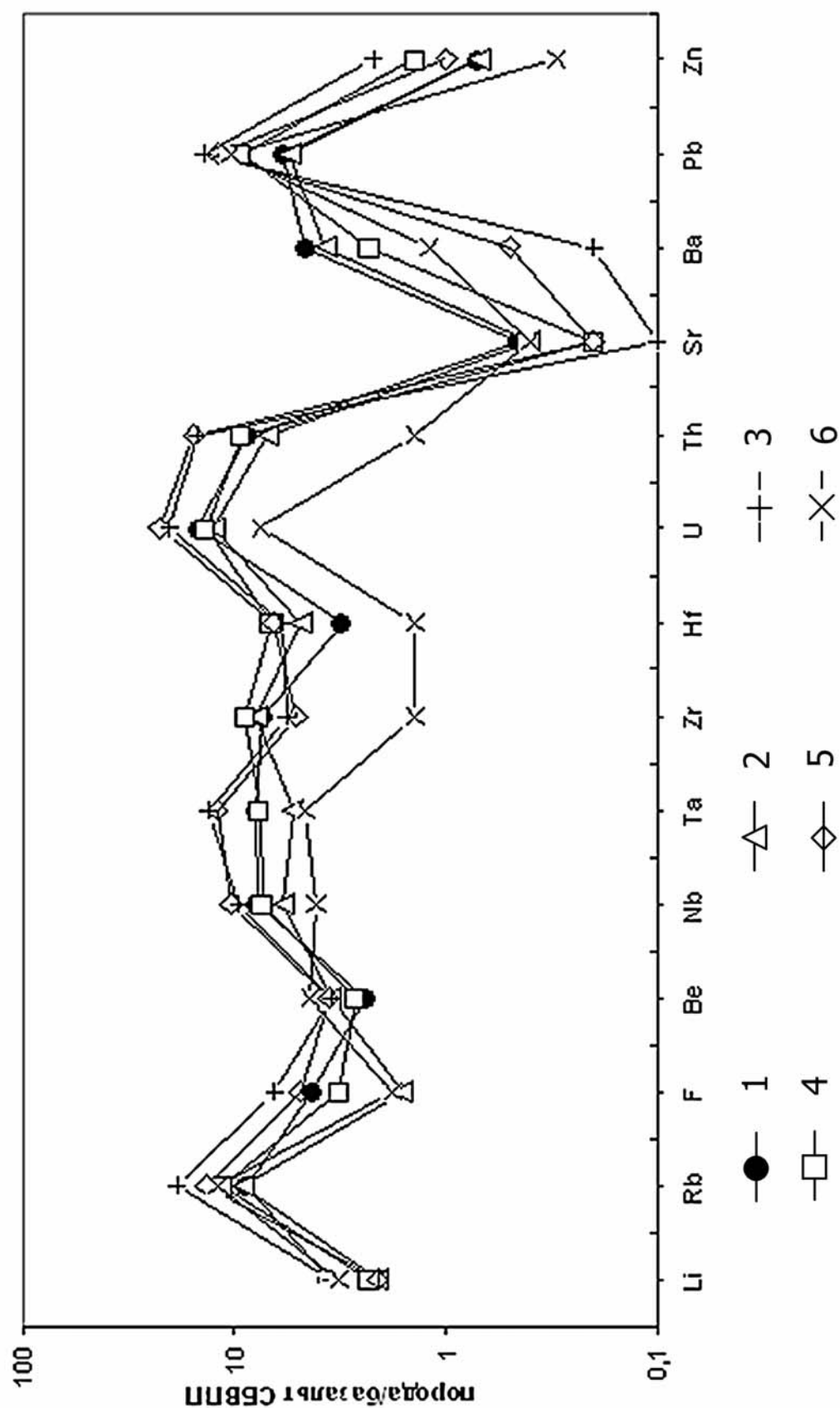


Рис. 6.1. Спайдерграмма для составов пород зоны Даванского глубинного разлома:

1 –кулеянский вулканический комплекс, частично перекристаллизованные трахиандезиты; 2-3 – даванский палингенно-метасоматический комплекс, граносиениты (2) и аляскиты (3); 4-5 – бластотектониты грубоочковые (4) и тонкополосчатые (5); 6 –бирский палингенный комплекс, лейкограниты



речисленных выше редких элементов и фтора в аляскитовых гранитах не установлено [Собаченко, 1974]. Несмотря на повышенные содержания фтора и редких элементов в этих породах дисперсии их концентраций невысоки и их градиенты накопления (табл. 6.28) намного ниже значений этих параметров, которые определены в реально рудоносных гранитоидах других районов. Все это свидетельствует об отсутствии прямой генетической связи редкометальных метасоматитов с аляскистыми гранитами в Даванской зоне и их близости к формации редкометальных метасоматитов зон региональных разломов [Собаченко, 1975, 1989].

Таким образом, приведенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. В Даванской зоне выделяется два этапа метаморфических и палингенно-метасоматических процессов. С первым этапом связаны метаморфогенно-метасоматические процессы в породах пояса и формирование палингенных аляскитовых гранитов и граносиенитов даванского комплекса. Установлено, что граносиениты формировались при магматическом замещении (контаминации) аляскитовой магмой пород среднего и основного составов, которые присутствуют в них в виде ксенолитов и скиалитов. Во второй, вероятно, посленижнепротерозойский этап по разнородному субстрату, в том числе по гранитоидам даванского комплекса, проявлен динамотермальный метаморфизм амфиболитовой фации, который фиксируется широким развитием бластотектонитов. Дислокационный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации в глубинных частях зоны Даванского разлома в условиях сжатия сопровождался локальным плавлением пород (повторной гранитизацией, реоморфизмом) с образованием не крупных тел и мигматитов состава лейкогранитов бирского комплекса в бластотектонитах с проявлением текстур пластического течения. На регрессивном этапе в зонах расслаивания образовались разнообразные редкометальные кварцево-полевошпатовые метасоматиты, реже грейзены с протолитионитом и фенгитом. Геохимическими методами показано отсутствие прямой генетической связи редкометальных метасоматитов с гранитоидами даванского комплекса. По условиям проявления и составу они близки к формации полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов.

2. Для аляскитовых гранитов и граносиенитов даванского комплекса характерны повышенная щелочность ($K_{\text{алл}} = 0,80 - 0,95$), высокое содержание фтора (до 0,30 – 0,40 мас. % и выше) и высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЭ, Y, U, Th), а также Rb, Sn при широких вариациях содержания Sr и Ba. Для более поздних лейкогранитов бирского комплекса – производных процессов

Таблица 6.28

Геохимическая характеристика аляскитовых гранитов даванского комплекса

Элементы	Средние содержания	Дисперсия	Средние содержания элементов на различных уровнях эрозионного среза			Градиенты концентраций элементов	
			Абс. выс. 780-840 м	Абс. выс. 1100-1450	Абс. выс. 1600-1750	г/т на 100 м	с% к C_{cp}
1	2	3	4	5	6	7	8
Cs	12,0(33)	0,0815	6,0(10)	17,0(8)	22,0(7)	+1,78	+14,8
Li	46,0(29)	0,0236	32,0(10)	38,0(9)	70,0(9)	+4,20	+8,6
W	4,3(16)	0,0134	3,2(6)	3,6(9)	5,8(7)	+0,29	+6,7
Sn	9,0(27)	12,9*	8,4(8)	8,8(11)	11,4(8)	+0,33	+3,7
Ta	5,0(12)	0,0118	4,3(6)	4,6(5)	5,8(4)	+0,18	+3,4
Rb	455,0(29)	5196*	351,0(10)	441(12)	488,0(9)	+15,20	+3,3
Y	92,0(18)	0,0167	103,0(9)	93,0(5)	126,0(9)	+2,60	+2,8
Be	7,0(30)	0,0296	7,8(9)	7,7(12)	9,1(9)	+0,17	+2,4
Ld	170,0(18)	0,0099	178,0(9)	162,0(8)	201,0(8)	+2,60	+1,5
Hf	13,5(12)	0,0086	13,7(6)	13,0(6)	14,2(4)	+0,06	+0,5
Ti	1799,0	0,0481	1848,0(5)	1680(2)	1470,0(2)	-42,00	-2,3
Nb	65,0(12)	0,0136	76,0(6)	65,0(6)	61,0(4)	-1,70	-2,6
Zr	406,0(12)	2832	478,0(6)	425,0(6)	368,0(4)	-12,20	-3,0
Zn	250,0(20)	0,0050	116,0(8)	42,0(11)	48,0(5)	-7,60	-3,0
Mg	550,0(6)	0,0065*	450,0(9)	255(10)	282,0(5)	-18,70	-3,4
Pb	100,0(20)	0,0090*	86,0(7)	37,0(11)	29,0(5)	-6,30	-6,3
F	0,41(30)	0,0390*	0,38(9)	0,45(12)	0,37(9)	-	-
Na	2,23(29)		2,17(9)	2,39(11)	2,22(10)	-	-
K	4,24(29)		4,32(10)	4,26(11)	4,17(9)	-	-
U	20,5 (23)		18,2(5)	18,6(7)	20,5(11)		
Th	19,4 (23)		58,6(5)	54,7(7)	57,6(11)		

Примечания: анализы выполнены в лабораториях Института геохимии СО РАН; в графе «Дисперсия» - величины со знаком* соответствуют дисперсиям концентраций элементов (S^2), остальные - дисперсиям логарифмов концентраций элементов ($S^2 \lg$); в скобках – количество анализов

повторной гранитизации и реоморфизма, в сравнении с гранитоидами даванского комплекса и развитыми по ним бластотектонитами, обеднены фтором и перечисленными выше редкими элементами, но обогащены Ba и Sr.

3. Геохимические особенности приразломных лепидомелан-кварц-полевошпатовые метасоматитов выражены в их обогащенности относительно пород субстрата (бластотектонитов состава аляскиотов и граносиенитов) Be, Nb, Ta, Zr, PЗЭ, Y, U, Th, а также Rb и Sn. Для протолитионит(фенгит)-альбит-кварцевых грейзенов характерны наиболее высокие содержания Be, Li, Rb и низкие концентрации высоко зарядных элементов. Процессы низкотемпературного диафтореза накоплением редких элементов не сопровождалось.

6.5. ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ПЕТРОГЕОХИМИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ПОЯСА

Выявленные с использованием новых аналитических данных геохимические особенности магматических пород второго и третьего циклов формирования СБВП (табл. 6.29) дают возможность установить некоторые общие геохимические черты магматитов вулканоплутонического пояса и показать эволюцию их химических и редкоэлементных составов от ранних к поздним этапам формирования пояса.

1. В СБВП преобладают кислые вулканы состава трахиандезитов – трахидацитов – трахириодацитов – трахириолитов (рис.6.3) при весьма ограниченном развитии базальтоидов, которые однако проявлены в каждом цикле формирования пояса. Последнее свидетельствует о периодическом проникновении региональных разломов в пограничные области земной коры и верхней мантии. К сожалению, полные геохимические данные о составе базальтоидов позднего цикла формирования пояса пока отсутствуют.

Таблица 6.29

Геохимическая характеристика (г/т) главных типов магматитов СБВПП: SiO₂, Na₂O, K₂O, F (мас. %); микроэлементов (г/т)

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51,91	57,79	66,34	70,48	69,85	69,25	75,86	64,4	63,10	73,08	68,44
Na ₂ O	2,18	5,11	3,71	3,09	3,94	3,50	2,73	3,75	3,60	2,91	3,51
K ₂ O	0,81	1,42	5,27	5,02	6,09	5,61	5,52	5,32	4,69	5,24	5,76
Кагп	0,18	0,64	0,79	0,86	0,94	0,84	0,93	0,84	0,72	0,88	0,85
F	0,063	0,127	0,078	0,105	0,45	0,375	0,340	0,15	0,084	0,028	0,350
Be	2,02	6,0	8,3	5,8	7,9	6,2	6,6	6,4	6,5	4,6	11,9
Li	14	16,4	18,3	11,1	11,3	10,2	6,3	10,0	21	11,5	12,5
Rb	40	242	278	190	335	262	378	303	198	264	241
Sr	426	421	154	86	42,3	62	22,7	148	198	52	46,3
Ba	657	408	1491	939	333,4	646	1292	2175	1174	840	674
Nb	6,8	32,0	63,1	38,4	68,1	60,0	106,7	30,0	45	52	72,8
Ta	0,38	1,17	5,0	2,72	4,8	4,0	1,5	1,0	7,6	3,9	4,3
Zr	71,0	474,0	810	378	470	422	618	600	850	662	802
Hf	2,26	10,0	20,6	8,5	12,3	10,7	22,0	12,0	16,7	18,6	15,1
U	0,88	6,0	11,2	6,9	13,1	94	15,0	10,0	9,1	10,7	9,6
Th	3,44	20,9	43,9	30,7	55,9	44,9	66,6	60	32,9	34,4	32,9
ΣPЗЭ	156,3	442,6	542,4	416,2	673,0	592,4	769,0	307,8	489	460	499,2
ΣCe/ΣY	8,0	7,9	7,6	5,9	7,5	8,5	13,8	7,8	8,1	10,2	6,6
σEu	0,88	0,71	0,59	0,40	0,21	0,21	0,10	0,56	0,72	0,45	0,47
Y	20,6	58,6	102,4	57,1	97,6	90	113,4	49	88,4	57,7	100,4

Примечания: 1-2 – малокосинский комплекс: 1 – базальты, 2 – трахиандезиты; 3 – трахидациты (по В.В.Булдыгерову домугдинского комплекса); 4-6 – хибеленский комплекс, риодациты: 4 – бассейна р. Мужинай, 5-6 – Маркиной Ирели; 7 – даванский комплекс, аляскитовые граниты; 8 – трахидациты района г. Черского (по В.В.Булдыгерову ламборского комплекса), 9 – кварцевые латиты правобережья р. Кутимы (по В.В.Булдыгерову ламборского комплекса); 10 – жильные лейкограниты даванского (?) комплекса; 11 – экзрузивные трахириодациты чайского комплекса правобережья р.Кутимы; Кагп – коэффициент апаитности пород. $\sigma_{Eu} = C_{Eu}/0,5 (C_{Sm} + C_{Gd})$, где C_{Eu} , C_{Sm} , C_{Gd} – нормированные концентрации элементов; анализы выполнены в лабораториях Института геохимии СО РАН: SiO₂, F – химическими методами, Be – количественным спектральным, щелочи – методом фотометрии пламени, все другие элементы – методом ICP-MS; аналитики: Е.В. Смирнова, Н.Н. Пахомова, Г.П. Сандимирова, Г.А. Погудина, Чернышева

2. От ранних к поздним стадиям в циклах формирования пояса возрастает доля наиболее кислых магматитов. Одной из вероятных причин этого является, вероятно, тенденция перемещения очагов магмаобразования из подкорковых и нижних этажей земной коры в верхние. Это находит подтверждение и в закономерном возрастании значений первичного изотопного отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) от 0,7040-0,7050 в андезитах [Яценко и др., 1972] до 0,7456 в поздних трахириодацитах чайского комплекса [Собаченко и др., 2000].

3. Типохимическими элементами кислых магматитов СБВПП являются высокозарядные некоррентные элементы: Nb, Ta, Zr, Hf, PЗЭ, Y, U, Th, а также Ba, F и Be.

4. Для всех магматитов вулканогенных комплексов и свит СБВПП установлено закономерное возрастание F, Rb, высокозарядных элементов, особенно Zr, Nb, Ta, а также снижение концентраций Ba и особенно Sr от ранних трахиандезитов и комагматичных с ними монцонитоидов к относительно более поздним трахириодацитам чайского комплекса и аляскитовым гранитам даванского комплекса (табл. 6.29; рис. 6.4).

5. Геохимические отличия поздних лейкогранитов Даванской зоны от других кислых магматитов СБВПП, в том числе развитых в этой зоне, проявляются заметной их обедненностью высокозарядными и некоторыми другими редкими элементами [Собаченко, 1974, 1988]. Это можно видеть на примере распределения PЗЭ в этих породах (рис. 6.5). Отсутствие европиевого минимума в лейкогранитах свидетельствует о том, что они не могут рассматриваться как поздние дифференциаты магм, из которых формировались магматиты СБВПП.

6. Использование геохимических диаграмм, предложенных Пирсом и др. [Pearce J.A., Tindle N.B.W., Yarris A.G., 1984] для оценки геодинамических условий формирования кислых магматитов, показало, что точки составов гранитоидов и кислых вулканитов СБВПП располагаются в поле внутриплитных гранитов. Это согласуется с выводом об анорогенной (интракратонной) природе пород СБВПП, сделанном при геологическом изучении пояса [Бухаров, 1987 и другие]. На диаграммах Rb – (Yb+Ta) и Rb – (Y+Nb) (рис. 6.6, 6.7)

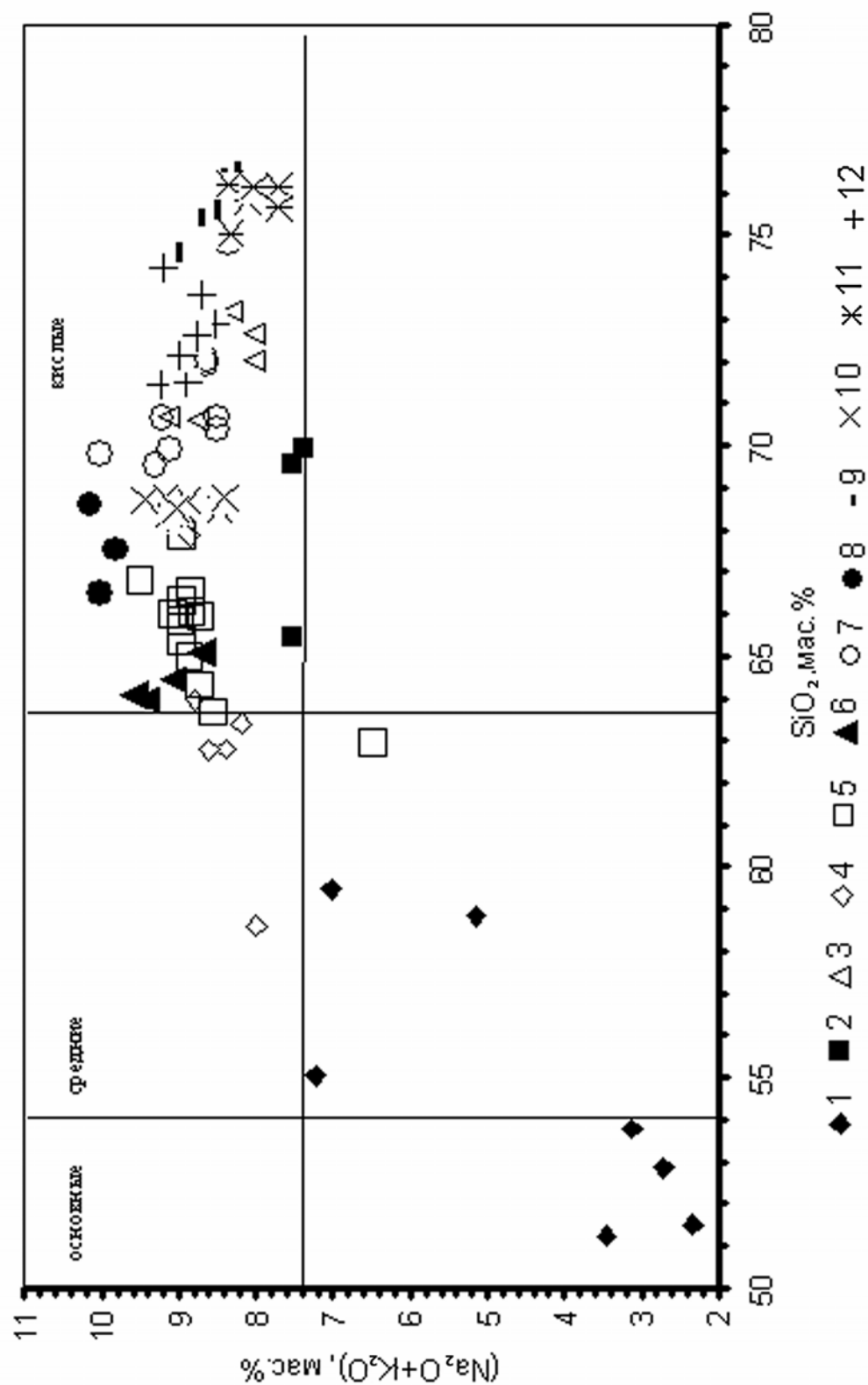


Рис. 6.3. Составы магматических пород Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$:

1-2 – базальты-андезитобазальты (1) и трахиандезиты (2) малокопинского комплекса; 3 и 7-8 – риодациты хибинского комплекса; 4 – трахиандезиты куленянского комплекса; 5 – трахидациты домутдинского комплекса; 6 – кварцевые латиты ламборского комплекса; 9 – жильные аляскитовые граниты даванского комплекса; 10 – трахириодациты чайского комплекса; 11 – аляскитовые граниты даванского комплекса в зоне Даванского разлома; 12 – лейкограниты бирского комплекса

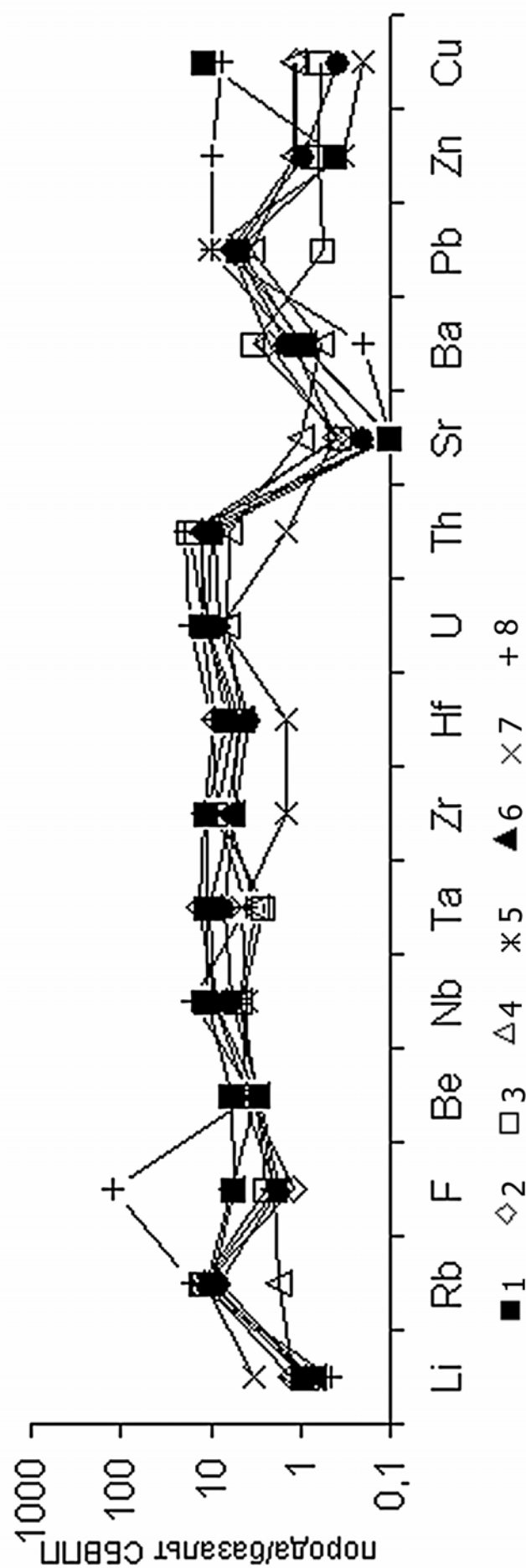


Рис. 6.4. Спайдерграмма для магматических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса:

1 - трахиандезиты малокубинского комплекса, 2 - трахиандезиты куленянского комплекса, 3 - трахиандезиты домутдинского комплекса, 4 - риодациты хибеленского комплекса; 5 - аляскиновые граниты даванского комплекса в зоне Даванского разлома, 6 - кварцевые латиты ламборского комплекса, 7 - трахириодациты чайского комплекса, 8 - лейкограниты бирского комплекса

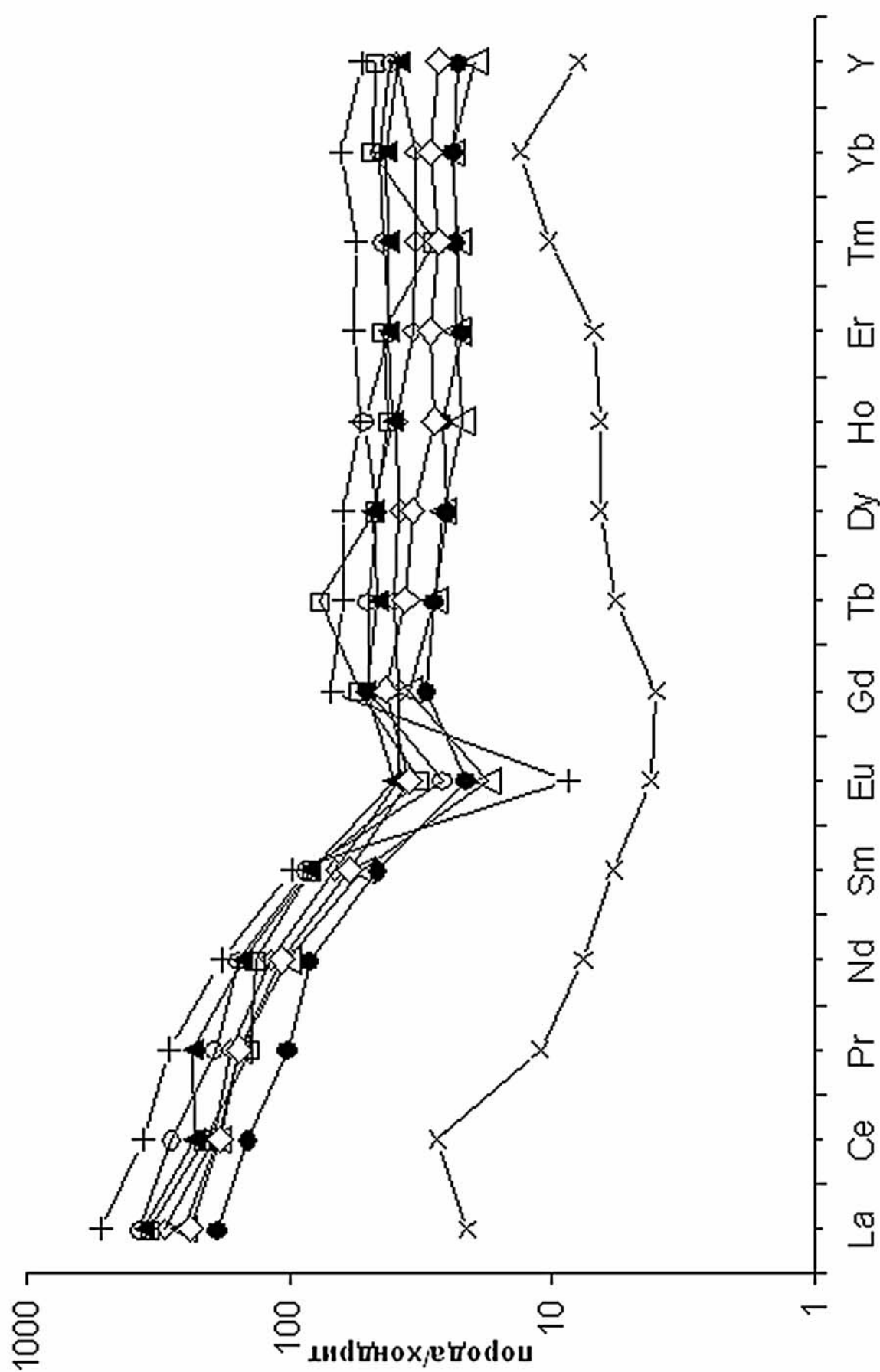


Рис. 6.5. Спайдерграмма для пород Северо-байкальского вулканно-плутонического пояса:
условные обозначения см. рис. 6.4

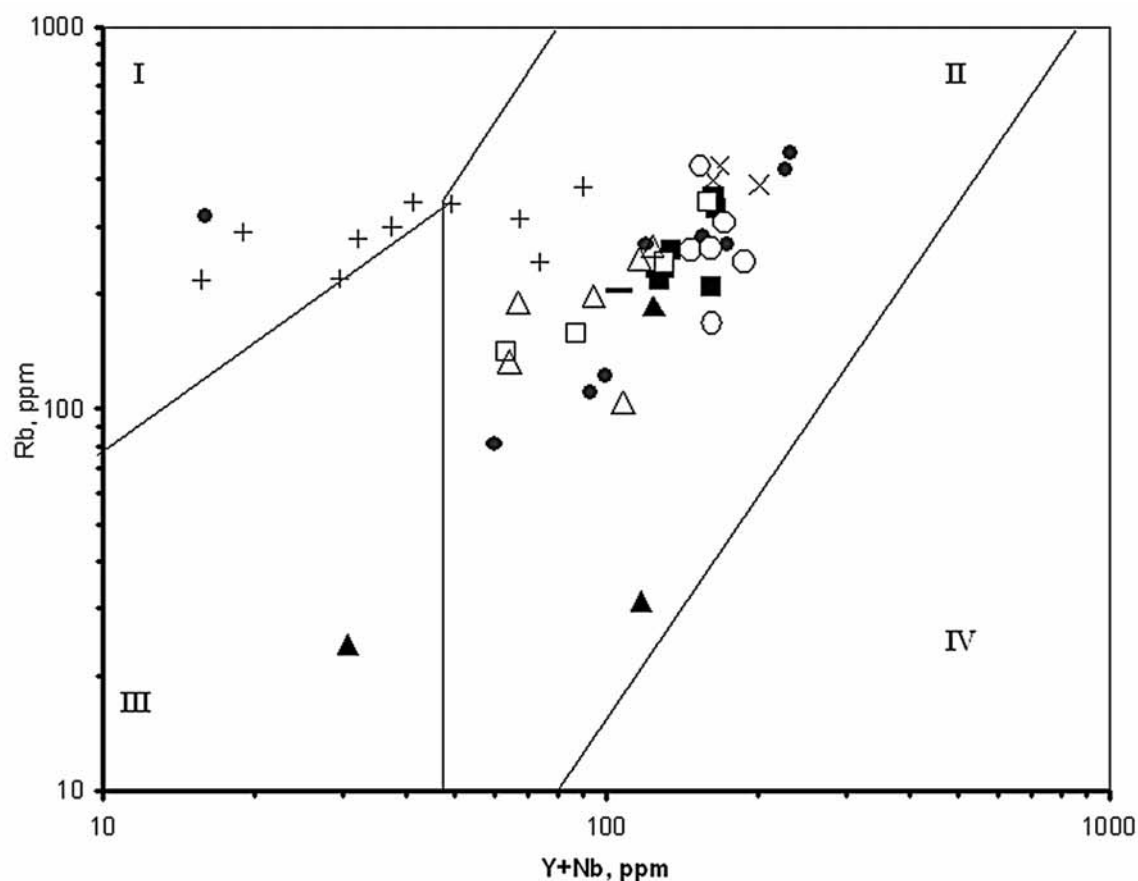


Рис. 6.6. Диаграмма (Y+Nb) - Rb для магматических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического комплекса:

условные обозначения см. рис. 6.4; цифрами обозначены поля составов гранитоидов различных геодинамических обстановок [Pearce J.A. et al., 1984]: I - коллизионных, II - внутриплитных, III - вулканических дуг, IV - срединноокеанических хребтов

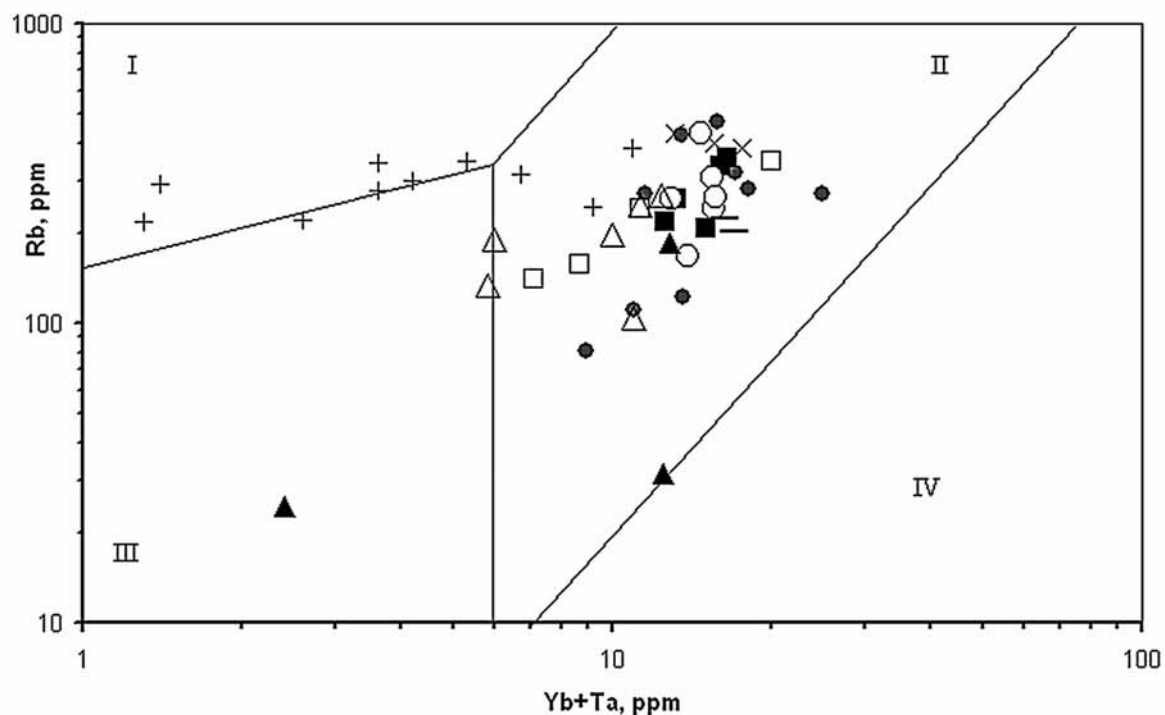


Рис. 6.7. Диаграмма (Yb+Ta) - Rb для магматических пород Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса:

условные обозначения см. рис. 6.4, 6.6

лишь немногие точки составов реоморфических лейкогранитов бирского комплекса, которые формировались значительно позднее аляскитовых гранитов даванского комплекса [Собаченко, 1988], располагаются в поле коллизионных гранитов.

7. Отмеченные геохимические особенности магматитов СБВПП и лейкогранитов Даванской зоны свидетельствуют о том, что геодинамические условия проявления магматических комплексов пояса и пород бирского комплекса были неодинаковыми [Собаченко, 2002].

7. ТЕКТОНИКА

На геотектоническую природу СБВПП существует несколько точек зрения. При этом породы первого цикла формирования пояса обычно относятся к его фундаменту. С.М. Замараев еще в 1961 г. пришел к выводу, что СБВПП входит в состав «сложнопостроенных краевых систем, которые располагаются на платформенном основании» [Древняя..., 1975, с.110]. Другие исследователи относили СБВПП к орогенным структурам, а породы первого цикла вместе с образованием фундамента – к геосинклинальным производным [Мац, 1965; Салоп, 1967 и др.]. В дальнейшем Л.И. Салоп [1973, с. 167] признал, что СБВПП образовался на пенепленизированной поверхности карельских пород, «а вмещающие его породы структуры - грабены и прогибы обладают самостоятельным структурным планом, совершенно независимом от структур карельского типа». П.М. Хренов [1978, 1981 и др.] вместе с А.А. Бухаровым [Хренов, Бухаров, 1972] рассматривали пояс как проявление тектономагматической активизации в краевом обрамлении Сибирской платформы. В дальнейшем А.А. Бухаров [1987] пришел к выводу, что это особый тип тектономагматических структур земной коры, который входит в состав Транссибирского вулканического пояса и возник в результате протоактивизации фундамента Сибирской платформы. В.Г. Кушев [1979] рассматривал положение СБВПП с позиции тектоники плит. По его мнению, пояс возник на окраине континента в результате пододвигания океанической плиты под континентальную.

Как было показано выше, Чуйский геоблок является частью фундамента Сибирской платформы, на котором заложился и формировался СБВПП. По геофизическим данным к западу от пояса отходят небольшие ответвления [Мац, 1965]. В средней части пояса к востоку отходит его ветвь вдоль Абчадского глубинного разлома. Этот разлом отделяет Чуйский геоблок с востока от рифейского Олоkitского прогиба, фундамент которого сложен также породами чуйской толщи. Геофизические данные [Алакшин и др., 1988, 1991] и геологические материалы свидетельствуют, что граница Сибирской платформы с Байкало-Витимской складчатой областью проходит по восточной окраине Олоkitского прогиба.

В пределах Чуйского геоблока располагается Малоакитканский массив метавулканитов, сформировавшийся в домугдинское время. Эти образования обычно включались в чуйскую толщу или выделялись в качестве интрузивного тела. Подобные выходы вулканитов – аналогов пород СБВПП имеют место на других участках Чуйского геоблока. К западу от СБВПП в фундаменте Сибирской платформы по данным геофизических исследований и бурения устанавливается система субпараллельных ему ветвящихся вулканно-плутонических поясов [Геологическое..., 1984].

Таким образом, СБВПП входит в систему ветвящихся вулканно-плутонических поясов в пределах фундамента Сибирской платформы, контролируемую субмеридиональными разломами и оперяющими их дизъюнктивными структурами на заключительной стадии его формирования. Они разделяли фундамент платформы на отдельные фрагменты, подобные Чуйскому геоблоку. Вулкано-плутонические пояса расположены среди глубоко метаморфизованных образований, которые слагают также фундамент СБВПП. Это свидетельствует о том, что формирование СБВПП произошло на зрелой коре континентального типа. Ему предшествовало длительное поднятие региона, в результате которого верхние уровни были денудированы и обнажились глубоко метаморфизованные образования.

На территории пояса выделяется три структурных этажа. Они разделены поверхностями глубоких размывов, резкими угловыми несогласиями и сложены породами различных геодинамических обстановок. Нижний структурный этаж представляет фундамент, на котором формировался СБВПП. Сложен он глубоко метаморфизованными образованиями чуйской и ольхонской толщами и интрузивными породами. Внутреннее его строение сложное и пока полностью не расшифровано. Освещение этой проблемы не входит в задачи настоящей работы.

Средний структурный этаж сложен породами СБВПП. Подразделяется он на структурные ярусы, сложенные породами разных циклов его формирования. Структурные ярусы состоят из структурных подъярусов, сформировавшихся в течение различных стадий формирования пояса. В строении нижнего яруса принимают участие породы раннего цикла формирования пояса. Подъярусы, вы-

ду разобщенности выходов пород разных подразделений, выделяются с определенной долей условности. Нижний подъярус сложен породами иликтинской свиты (иликтинского вулканического комплекса) и кочериковского интрузивного комплекса, средний - породами большеминского вулканического и кутимского интрузивного комплексов, верхний - породами баргундинского вулканического и татарниковского интрузивного комплексов. В строении среднего структурного яруса принимают участие породы второго цикла формирования пояса. В течение стадий формировались структурные подъярусы. Соответственно первый структурный подъярус сложен породами малокозинской свиты (вулканического комплекса), второй – куленянского вулканического и дельбичиндинского интрузивного комплексов, третий – домугдинского вулканического комплекса, четвертый – хибеленского вулканического и яральского интрузивного комплексов. Метаморфогенно-магматические структуры сформировались в конце второго цикла формирования пояса. Верхний структурный ярус сформировался в течение третьего цикла. В нём выделяется два подъяруса: нижний, сложенный породами ламборского вулканического комплекса, и верхний – породами чайской свиты (вулканического комплекса). Для каждого из этих подразделений характерны свои типы структур, в формировании которых участвовали магматические процессы. Они делятся на вулканоструктуры, магматогенные структуры, вулканно-тектонические структуры, вулканно-тектонические системы, складчатые и разрывные дислокации. Каждое вертикальное тектоническое подразделение характеризуется своим набором структурных форм.

Верхний структурный этаж объединяет осадочные отложения чехла платформы с возрастом от среднего рифея до раннего кембрия, перекрывающие образования пояса.

7.1. ВУЛКАНОСТРУКТУРЫ И МАГМАТОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

«Вулканоструктуры – это образованные вулканитами и ассоциирующими с ними интрузивами структуры, в которых пространственное сонахождение, форма и особенности внутреннего строения слагающих их тел вулканического происхождения взаимосвязаны между собой. Вулканоструктуры имеют первично вулканическое происхождение» [Белый, 1977, с. 72]. По сути, это вулканические постройки. Каждой стадии формирования пояса свойственны свои типы вулканических построек. Строение их разобрано при описании геологического строения пояса. Рассмотрим изменение их характера во времени. Магматогенные структуры – это преимущественно формы интрузивных тел. Они также описаны выше. Здесь подчеркиваются лишь взаимоотношения интрузивных тел и вулканоструктур.

В первый цикл возникли преимущественно многовыходные щитовые вулканы, сложенные базальтоидами. Вначале извержения носили трещинный, а затем ареальный характер. При формировании большеминского комплекса с момента преобладания вулканитов среднего и кислого составов щитовые вулканы сменились полигенными, осложненными кальдерами проседания. Среди наземных образований, в общем, преобладают лавовые фации (кроме большеминского комплекса). В небольших объемах присутствуют эксплозивные, экструзивные и субвулканические образования.

Среди интрузивных образований первого цикла преобладали гипабиссальные разности. Форма массивов преимущественно пластообразная. Внедрение их происходило, как правило, вне зависимости от строения предшествующих вулканоструктур.

В течение второго цикла небольшие щитовые палеовулканы первой стадии, сложенные базальтоидами, сменились гигантскими вулканическими постройками - лавовыми бассейнами вулканитов однообразного трахиандезитового и трахидацитового составов второй и третьей стадий соответственно. Сформировались они в относительно короткое время в результате единого пароксизма вулканических процессов. По периферии лавовых бассейнов куленянского времени¹ сформировались более поздние многовыходные щитовые вулканы. В четвертую стадию произошло некоторое сокращение масштабов вулканических извержений, а магма имела риодацитовый состав. Проявлялись они дискретно в несколько фаз с преобладанием экструзивно-лавовых фаций. Для второго цикла характерны также субвулканические массивы, сопоставимые по объемам с наземными образованиями и внедряющиеся близко одновременно с ними.

Куленянский и хибеленский комплексы прорваны комагматичными им гипабиссальными интрузивами дельбичиндинского монзонитоидного и яральского гранитоидного комплексов соответственно, частично уничтожившие вулканические постройки. Породы дельбичиндинского комплекса слагают массивы с субгоризонтальной апикальной поверхностью и крутыми контактами по краям.

¹ здесь и далее «время» обозначает период формирования геологического подразделения

Магма яральского комплекса при внедрении использовала разломы ограничения кальдер и контакты пород с разными механическими свойствами. В результате возникли массивы с крутопадающими контактами и силоподобными ответвлениями.

В течение третьего цикла формировались преимущественно линейновытянутые вулканические сооружения и полигенные палеовулканы, осложненные кальдерами проседания. В первую стадию состав магмы изменялся от трахириодацитового до латитового и шошонитового. На западе пояса возникли вулканические хребты, состоящие из сближенных полигенных вулканов с некоторым преобладанием экструзивно-лавовых фаций. Глубокие уровни построек заняты субвулканическими телами монзонитоидов, завершавшие их формирование. На востоке пояса в ламборское время возникло вулкано-купольное поднятие и дайки, которые, вероятно, выполняют подводящие каналы вулканов, наземные образования которых уничтожены эрозией.

Во вторую стадию вулканы имели трахириодацитовый состав. Вулканическая деятельность проявилась в значительно меньших масштабах, чем в первую стадию. Вдоль западной окраины пояса образовались линейно вытянутые экструзивные тела трахириодацитов типа куполов набухания, с короткими лавовыми потоками по периферии и переходом в субвулканические дайки на глубину. На правом водоразделе реки Нижней Моголи выявлен также более поздний небольшой моногенный покров шошонитов с подводящим каналом дайкового типа. Возможно, подобные постройки имеют место и на других участках пояса. Ближе к центру пояса возникли полигенные вулканы, осложненные кальдерами проседания. Состав вулканитов здесь колеблется от трахириодацитового до риолитового.

Общей особенностью эволюции вулканоструктур пояса является смена палеовулканических построек, связанных с трещинными извержениями, аппаратами центрального типа. Характер палеовулканических построек и соотношение фаций во многом зависели от петрохимического состава магм. В большинстве своем палеовулканические постройки находят себе аналогов в областях фанерозойского вулканизма. Характерной их особенностью является приуроченность к отрицательным структурам, которые проседали синхронно с вулканическими извержениями. Во все периоды формирования пояса происходил интенсивный привнос терригенного материала с бортов отрицательных структур, что приводило к быстрому захоронению вулканических построек. Преобладало линейно-вытянутое (цепочечное) расположение палеовулканических построек. От известных в литературе типов резко отличаются формой, размерами, однообразием фациального и петрохимического состава вулканитов, большими масштабами субвулканических тел, системами субпараллельных кулисообразно расположенных подводящих каналов лавовые бассейны куленянского и домугдинского комплексов и экструзивно-лавовые постройки хибеленского комплекса. Своеобразны также вытянутые на десятки километров экструзивно-лавовые постройки чайского комплекса.

7.2. ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

«Вулкано-тектонические структуры образуются в условиях тесного взаимодействия тектонического и магматического (прежде всего вулканического) факторов структурообразования» [Влодавец, 1984, с. 55]. «Это такие совокупности вулканогенных и интрузивных пород и отдельных вулканоструктур, пространственное сонахождение и форма которых определяются прежде всего тектоническими нарушениями. Обычно вулкано-тектонические структуры имеют линейную или близкую к линейной форму, которая обусловлена системами разломов глубокого заложения» [Белый, 1977, с. 72]. В СБВП они ограничены разломами, которые заложались, как правило, до начала вулканической деятельности. В последующем движение по ним происходило одновременно с вулканическими извержениями и часто продолжалось после их прекращения.

Для первого цикла, в виду фрагментарности выходов вулканитов этого времени и интенсивной последующей разрывной тектоники, вулканно-тектонические структуры достоверно не установлены. Можно лишь предполагать существование в этот этап отрицательных вулканно-тектонических структур по наличию в комбинации с вулканитами терригенных отложений с обломками чуждых поясу пород. Довольно уверенно вулкано-тектонические структуры реставрируются для второго и третьего этапов развития пояса. Они делятся на вулкано-тектонические депрессии и горсты.

7.2.1 ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ

Вулкано-тектонические депрессии характерны для куленянского, домугдинского, хибеленского и ламборского времени. В куленяское время возникли Куленянская, Кунерминская, Ловкутимская вулкано-тектонические депрессии (рис. 7.1).

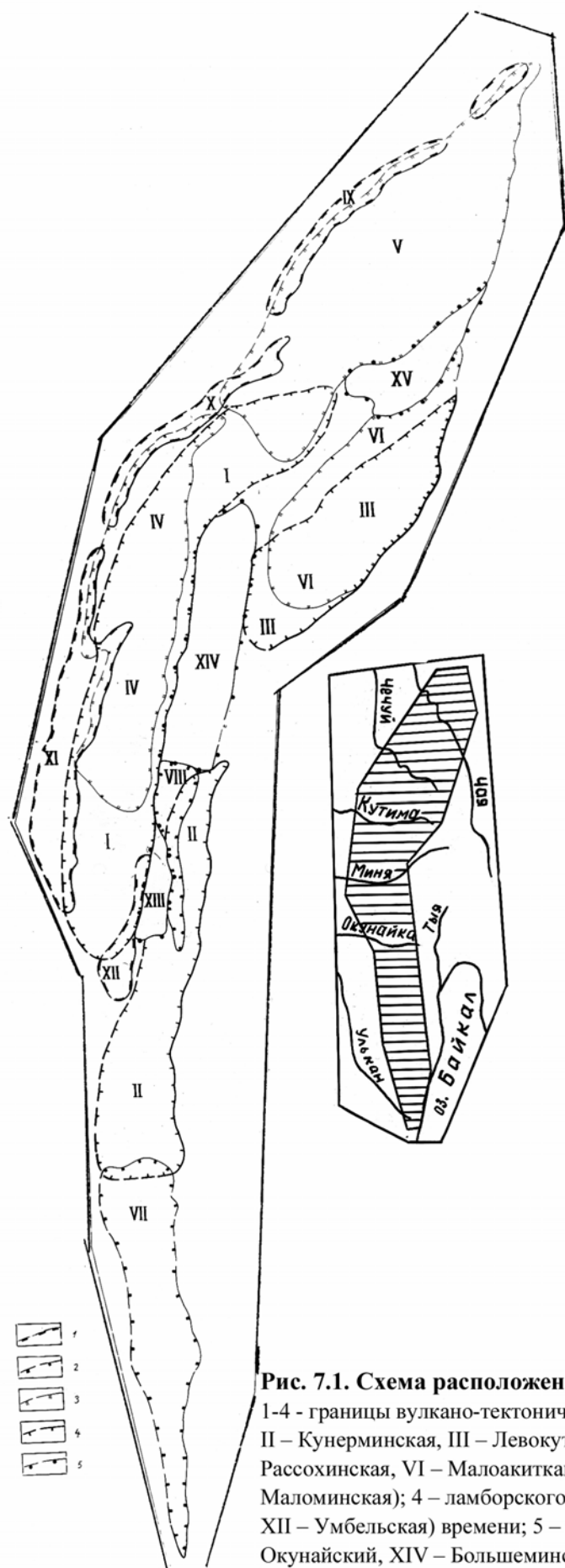


Рис. 7.1. Схема расположения вулканотектонических структур:
 1-4 - границы вулканотектонических депрессий: 1 – куленянского (I – Куленянская, II – Кунерминская, III – Левокутимская); 2 – домугдинского (IV – Кутимская, V – Рассохинская, VI – Малоакитканская); 3 – хибеленского (VII – Ирельская, VIII – Маломинская); 4 – ламборского (IX – Чечуйская, X – Таловская, XI – Ламборская, XII – Умбельская) времени; 5 – границы вулканотектонических горстов (XIII – Окунайский, XIV – Большеминский, XV – Великандинский)

Куленянская вулcano-тектоническая депрессия прослеживается от бассейна р. Чечуй на севере до бассейна р. Умбеллы на юге, где погружается под кайнозойские отложения (рис. 7.2). Ее протяженность составляет около 150 км. Северное окончание депрессии острое, к югу ее ширина возрастает и достигает 25 км (здесь и далее указываются параметры вулcano-тектонических структур в современном эрозионном срезе). На востоке она по Савкинскому разлому граничит с вулcano-тектоническими горстами, на другие ее границы наложены более молодые структуры. Вероятно, эти границы также тектонические.

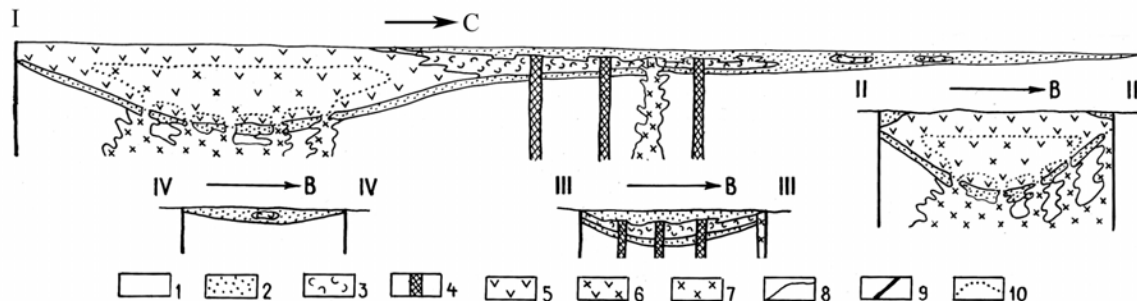


Рис. 7.2. Палеоразрезы Куленянской вулcano-тектонической депрессии: продольный (I-I) и поперечные южной (II-II), центральной (III-III) и северной (IV-IV) частей:

1 – фундамент депрессии; 2 – туфогенно-терригенные фации; 3-4 – многовыходные щитовые вулканы, фации: 3 – наземные, 4 – жерловые; 5-7 – лавовые бассейны: 5-6 – наземные фации периферии (5) и центральных частей (6) покрова, 7 – субвулканические фации; 8-10 – границы: 8 – геологические, 9 – тектонические, 10 – фациальные и субфациальные

В основании разреза депрессии залегает маломощный пласт терригенных отложений, свидетельствующий о начале опускания ее дна до вулканических извержений. Центральную и южную наиболее опущенные части депрессии занимает Окунайский лавовый бассейн с мощностью наземных образований более 1500 м. По периферии лавовый бассейн перекрывается туфогенно-лавовыми вулканитами многовыходных щитовых палеовулканов, мощности разрезов которых сокращаются до 600-800 м. Северная часть вулcano-тектонической депрессии занята в основном осадочными отложениями. Наибольшие мощности осадочных отложений здесь приурочены к центральным частям депрессии и представлены преимущественно песчаниками. К востоку и западу мощности осадочных отложений сокращаются. На западе в разрезе часто встречаются гравелиты и конгломераты. Это свидетельствует о поперечной асимметрии депрессии: западный ее борт был более крутым, чем восточный. Замеры волноприбойных знаков в разных местах показывают устойчивое северо-западное направление на палеоберег. Состав обломочного материала в терригенных породах преимущественно аркозовый, что говорит о быстром захоронении вулканических построек, связанном с опусканием дна вулcano-тектонической депрессии.

Левокутимская вулcano-тектоническая депрессия занимает бассейн верхнего течения р. Кутимы и прослеживается в северо-восточном направлении на 85 км при максимальной ширине 25 км. Форма ее в плане близка к линзовидной с более острым северным окончанием. Длинная ось имеет простирание 40°. От Куленянской вулcano-тектонической депрессии она отделена вулcano-тектоническими горстами. Эта вулcano-тектоническая депрессия реставрируется с большим трудом, так как большая ее часть перекрыта вулcano-тектонической депрессией домугдинского времени и широко развиты метаморфогенно-метасоматические изменения с образованием гранитоидов даванского комплекса. Они частично затушевывали границы между породами куленянского комплекса и более древних образований. Более четкая граница наблюдается на западе депрессии, где она трассируется линейно вытянутым субвулканическим телом, контролируемым разломом. В современном эрозионном срезе в центральной части депрессии выходят очковые гнейсы, вероятно, чуйской толщи. Большая ее часть занята метаморфизованными субвулканическими и покровными разностями куленянского комплекса – реликтами лавового бассейна. По периферии наблюдаются остатки эффузивно-туфогенных образований, слагающих, по-видимому, щитовые вулканы. При этом поле эффузивно-туфогенных построек в северной части вулcano-тектонической депрессии было более обширным, чем в южной. Они перекрыты пачкой тонкозернистых туфогенно-терригенных отложений с примесью аркозового материала.

Кунерминская вулcano-тектоническая депрессия прослеживается от бассейна р. Мини на севере до р. Маркиной Ирели на юге. Форма ее близка линзовидной с более широким южным окончанием. Вытянута она по азимуту 15°, длина составляет 115 км, максимальная ширина на юге дости-

гает 30 км. Четкая граница депрессии наблюдается лишь на западе, где она трассируется линейно вытянутым экструзивным телом на границе с вулcano-тектоническими горстами, «залечивающим» зону разлома. Эти горсты отделяют ее от Куленянской вулcano-тектонической депрессии. На юге она уничтожена интрузивом яральского комплекса. На севере выполняющие депрессию образования выклиниваются. От Левокутимской вулcano-тектонической депрессии она отделена участком отсутствия пород куленянского комплекса. На востоке граница депрессии либо уничтожена интрузивами дельбичиндинского комплекса, либо «теряется» в метаморфогенно-метасоматических и палингенных образованиях.

Низы разреза депрессии на современной поверхности не наблюдаются. Ее центр занят наземными образованиями лавового бассейна, прорванными дельбичиндинским комплексом. По периферии они сменяются эффузивно-туфогенными отложениями, слагающими, вероятно, щитовые многовыходные вулканы. Вверх по разрезу в них появляются линзы и горизонты мелкозернистых вулканомиктовых отложений с примесью аркозового материала.

Таким образом, все вулcano-тектонические депрессии куленянского времени имеют сходное строение. Они имеют близкую к линзовидной форму, вытянутую в северо-восточном направлении, с более острым северным окончанием. Центральные наиболее погруженные части заняты лавовыми бассейнами. По краям бассейнов располагаются многовыходные щитовые вулканы, занимающие на севере вулcano-тектонической депрессии более широкие пространства. По периферии вулcano-тектонической депрессии и вверху их разреза вулканогенные образования постепенно сменяются терригенными отложениями. Внизу они вулканомиктовые с примесью туфового материала, вверх по разрезу в них нарастает аркозовая составляющая.

В домугдинское время возникли Кутимская, Рассохинская, и Малоакитканская вулcano-тектонические депрессии (см. рис. 7.1).

Кутимская вулcano-тектоническая депрессия расположена на западе центральной части пояса и занимает территорию от бассейна р. Верхней Рассохи на севере до бассейна р. Мини на юге. Форма ее близка к линзовидной с более острым северным окончанием, длина достигает 100 км, ширина – до 25 км. Общее простирание депрессии 20-25°. На юге она расширяется и центральным поднятием, сложенным терригенно-вулканогенными отложениями Куленянской вулcano-тектонической депрессии, разделяется на две ветви.

На востоке образования депрессии залегают с перерывом на породах куленянского комплекса и первоначально, вероятно, граничила по разлому с Большеминским вулcano-тектоническим горстом. На западе ее граница перекрыта вулканитами ламборского комплекса. По возрастанию грубообломочности терригенных отложений к западу, резкому выклиниванию вулканитов домугдинского комплекса в этом направлении, характеру магнитного поля здесь также устанавливается разломный характер границы депрессии.

В основании разреза депрессии залегает прерывистая пачка мощностью до 100-150 м терригенных и терригенно-туфогенных пород с преобладанием фаций подножий крутых, часто обрывистых склонов в сочетании с пролювиальными и аллювиальными грубообломочными отложениями. В основном депрессию занимает Кутимский лавовый бассейн. Центральные части депрессии, в том числе и ее южных ветвей, были наиболее опущенными. Здесь наблюдаются наибольшие мощности (более 1000 м) наземных образований лавового бассейна, и подводящие каналы, соединяющие их с субвулканическими массивами. По краям депрессии около подводящих каналов дополнительно образовались округлые и линзовидные просадки дна, фиксируемые в современном эрозионном срезе как брахиформные или идиоморфные складки. Кое-где лавовый бассейн перекрыт маломощной пачкой туфов с примесью терригенного материала аркозового состава.

Рассохинская вулcano-тектоническая депрессия располагается к северо-востоку от Кутимской. Они разделены лишь узким поперечным поднятием. Эта депрессия имеет тоже линзовидную форму и занимает территорию от вершины р. Западной Кутимы на юге до р. Лимпей на севере. Длина ее составляет около 100 км при ширине 20-39 км, длинная ось ориентирована по азимуту 45°. Северо-восточное окончание депрессии более острое, чем юго-западное.

Восточная граница депрессии либо затушевана метаморфогенно-метасоматическими изменениями в зоне Даванского разлома, либо уничтожена интрузивом яральского комплекса. Западная граница перекрыта вулканитами ламборского комплекса. В северо-восточной части депрессии по геофизическим данным устанавливается поперечный разлом, за которым мощность вулканитов домугдинского комплекса резко уменьшается, а затем они выклиниваются. Южная граница прямолинейная, вероятно, также разломная.

Внутреннее строение Рассохинской вулcano-тектонической депрессии изучено еще слабо. Имеющиеся данные свидетельствуют об ее сходстве с Кутимской вулcano-тектонической депрессией. В основании ее разреза также установлен туфогенно-терригенный горизонт мощностью 100-200 м. Выше залегают образования Рассохинского лавового бассейна с ориентировочной мощностью наземных образований до 2000 м.

Малоакитканская вулcano-тектоническая депрессия имеет линзовидную форму с более острым северным окончанием. Занимает территорию на востоке пояса от р. Малой Мини на юге до р. Килякты на севере. Длина ее достигает 75 км, ширина – до 20 км, простирается в направлении длинной оси 35-40°. Расположена она среди пород чуйской толщи. Большая часть выполняющих депрессию образований уничтожена денудацией. Сохранились лишь низы разреза центральной части Малоакитканского лавового бассейна мощностью до 600 м и сопровождающие их субвулканические образования. Внизу присутствуют линзы аркозовых песчаников мощностью первые метры. Первоначальные границы депрессии расположены за пределами современных выходов пород домугдинского комплекса и потому определяются неоднозначно. Лишь на севере она по разлому граничит с Великандинским вулcano-тектоническим горстом. Возможно, первоначально эта депрессия граничила по разлому и с Большеминским горстом.

Таким образом, вулcano-тектонические депрессии домугдинского времени во многом сходны с подобными структурами куленянского времени. В основании разреза также залегает пачка терригенных и терригенно-вулканогенных пород, основной объем депрессий занимают лавовые бассейны, вверху разреза снова появляются вулканогенно-терригенные отложения. Депрессии обоих комплексов имеют форму, близкую к линзовидной, с более острым северным окончанием, а поперечный профиль асимметричный с более крутым западным склоном. В отличие от вулcano-тектонических депрессий куленянского времени в депрессиях домугдинского времени не установлены палеовулканы щитового типа, а терригенные отложения более грубообломочные, что свидетельствует о более крутых бортах депрессий.

В хибеленское время существовали Маломинская и Ирельская вулcano-тектонические депрессии, которые пространственно разобщены (см. рис. 7.1).

Маломинская вулcano-тектоническая депрессия расположена в бассейне р. Малой Мини. Она имеет вытянутую по азимуту 350-355° линзовидную форму с более острым южным окончанием. Длина ее составляет 35 км, максимальная ширина – 8-10 км. Эта депрессия разделяет Большеминский и Окунайский вулcano-тектонические горсты. По-видимому, в послехибеленское время территория депрессии вместе с этими гостями была поднята и подверглась значительной эрозии. В результате сохранились лишь субвулканические тела с маломощными оторочками эффузивов – корни вулкана типа вулканно-купольного поднятия.

Ирельская вулcano-тектоническая депрессия занимает западную часть пояса от р. Кунермы на севере до р. Хибелен на юге. Длина ее составляет 115 км при ширине 5-15 км. Вытянута она по азимуту 350° и имеет более острое южное окончание. Северное прямолинейное окончание обусловлено, вероятно, разломом. На востоке граница депрессии затушевана метаморфогенно-метасоматическими и палингенными процессами в зоне Даванского глубинного разлома, западная – перекрыта отложениями чехла Сибирской платформы. На западе и востоке к пограничным частям депрессии приурочены тела яральского интрузивного комплекса, что свидетельствует о существовании здесь разломов хибеленского времени. В основании разреза депрессии залегает туфогенно-терригенная пачка, мощности и грубозернистость которой возрастают к ее периферии. Она перекрыта образованиями Ошеконского, Рельского и Верхнеирельского экструзивно-лавовых вулканов с прослоями туфогенно-терригенных отложений. Более крупные вулканические постройки наблюдаются на ее севере.

Южнее также, по-видимому, существовали вулcano-тектонические депрессии, но в виду фрагментарности выходов пород хибеленского комплекса их контуры однозначно не устанавливаются.

В общем, строение вулcano-тектонических депрессий хибеленского времени сходно с подобными структурами куленянского и домугдинского времени. В отличие от них у вулcano-тектонических депрессий хибеленского времени более острое южное окончание. В процессе их формирования наблюдается несколько фаз, разделенных периодами малой вулканической активности, когда накапливались преимущественно туфогенно-осадочные отложения.

В ламборское время существовали Чечуйская, Таловская, Ламборская и Умбельская депрессии (см. рис. 7.1). Разделены они относительными поднятиями.

Ламборская вулcano-тектоническая депрессия занимает западную часть пояса от р. Умбеллы на юге до водораздела рек Черепанихи и Домугды на севере. Длина ее составляет около 80 км, ширина - до 10 км. Депрессия вытянута по азимуту 10-15°. На севере она разделяется на две остро выклинивающиеся ветви, возникновение которых обусловлено наиболее опущенной частью Кутимской вулcano-тектонической депрессии домугдинского времени. Восточная граница депрессии участками тектоническая, частично совпадающая с разломами, ограничивающими кальдеры ламборского времени. Западная и южная границы перекрыты более молодыми отложениями. По геофизическим данным они также разломные.

К осевой, наиболее опущенной части депрессии приурочен Гольцово-Савкинский вулканический хребет, также распадающийся на севере на две ветви. Крупные полигенные вулканы хребта располагаются на юге депрессии, на севере же преобладают более мелкие вулканические постройки. В современном эрозионном срезе наиболее глубокие части депрессии вскрыты на востоке, где обнажаются преимущественно субвулканические массивы – корни палеовулканов. На севере эти массивы линейно вытянутые, к югу они становятся более крупными, форма их приближается к изометричной. По периферии депрессии вулканогенные отложения замещаются терригенными отложениями, более грубозернистыми на западе, что свидетельствует об ее поперечной асимметрии. Максимальная мощность образований депрессии достигает 1000 м.

Таловская вулcano-тектоническая депрессия расположена к северу от Ламборской и прослеживается вдоль северо-западной границы пояса на 60 км от бассейна р. Домугды на юге до р. Верхней Рассохи на севере при видимой ширине не более 5 км. Депрессия имеет дугообразную форму, согласную с общим изгибанием пояса: на юге она вытянута по азимуту 20°, на севере - 50°. На юге депрессия отделена от Ламборской поднятием, на севере выполняющие ее образования постепенно выклиниваются. На востоке граница депрессии с породами домугдинского комплекса частично проходит по разлому, к которому приурочены либо вулканические брекчии, либо экструзивы латитов. У разлома отмечается подворот образований домугдинского комплекса вплоть до вертикального, возникшего вследствие опускания дна депрессии. На западе граница депрессии перекрыта отложениями чайской свиты. Как и Ламборская, на юге Таловская депрессия несколько расширяется. В этой части наблюдаются более крупные вулканические постройки, чем на севере.

Чечуйская вулcano-тектоническая депрессия прослеживается вдоль северо-западной окраины пояса от р. Чечуй на юге до р. Чаи на севере на 80 км при видимой ширине выхода выполняющих ее образований не более 5 км с общим простиранием 40-50°. От Таловской вулcano-тектонической депрессии она отделена перерывом в обнаженности пород ламборского комплекса. Изучена эта депрессия слабо. По имеющимся данным ее строение сходно с другими вулcano-тектоническими депрессиями ламборского времени. Отмечается лишь возрастание роли терригенных отложений на ее северо-востоке.

Умбельская вулcano-тектоническая депрессия расположена к западу от Окунайского вулcano-тектонического горста, с которым контактирует по Савкинскому разлому. Прослеживается она на 40 км от р. Желтуй на юге до р. Савкиной на севере. Вытянута депрессия согласно с Окунайским разломом по азимуту 20° с резким сужением к северу от 10 км до 1-2 км. Границы депрессии преимущественно тектонические, лишь на юго-востоке выполняющие ее отложения с размывом залегают на породах яральского комплекса. В основании разреза депрессии выходит маломощная пачка кварцевых или аркозовых песчаников, иногда с примесью туфового материала. Выше располагаются вулканы, слагающие, вероятно, полигенные вулканы. Видимая мощность наземных образований депрессии достигает 600 м.

Вулcano-тектонические депрессии ламборского времени отличаются от подобных структур второго цикла формирования пояса более узкими размерами. Палеовулканические постройки формировались в несколько фаз, разделенных периодами относительного затухания вулканической деятельности, когда накапливались терригенно-туфогенные и терригенные отложения.

7.2.2. ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ГОРСТЫ

В пределах СБВП выделяют (с севера на юг): Великандинский, Большеминский и Окунайский вулcano-тектонические горсты (см. рис. 7.1). По своему генезису они сопоставимы с остаточными горстами Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса. Согласно [Белый, 1977, с. 132], «это ограниченные разломами участки вулканических полей, к которым, по крайней мере, с двух сторон примыкают отрицательные структуры, сложенные относительно более молодыми образованиями». В СБВП они сложены преимущественно породами первого цикла и представляли в те

чение второго цикла положительные структуры, ограниченные разломами, которые, как и оперяющие их разрывы, контролировали проявления вулканической деятельности.

Большеминский вулcano-тектонический горст (см. рис. 4.4) вытянут по азимуту 10° на 65 км от правого водораздела р. Малой Мини на юге почти до р. Кутимы на севере при ширине до 13-14 км. Он имеет более острое северное окончание и субпараллельные разломные западное и восточное ограничения. Разломы по его периферии в современном срезе представлены взбросами и надвигами с перемещением масс в сторону горста. По-видимому, первичная ширина горста была намного больше, а ограничен он был сбросами. Сложен горст преимущественно породами большеминского и кутимского комплексов. Интрузивные образования преобладают у западного края горста, что свидетельствует о более глубокой эрозии на этом участке.

В малокосинское время горст покрывался терригенными и терригенно-вулканогенными отложениями. Они сохранились в опущенных блоках, вытянутых в северо-западном направлении. В куленянское время он разделял Куленянскую и Левокутимскую вулcano-тектонические депрессии. Ограничивающие его разломы в эту стадию трассируются линейными экструживно-субвулканическими телами с остатками наземных образований. Они непрерывно прослеживаются к югу вдоль западной границы Окунайского горста. По-видимому, в куленянское время эти горсты представляли единую положительную структуру. В домугдинское время Большеминский горст также представлял собой положительную структуру, разделявшую Кутимскую и Малоакитканскую вулcano-тектонические депрессии. Вулканиды этого времени установлены лишь на небольших участках по периферии горста. В хибеленское время вдоль ограничивающих горст разломов формировались линейно вытянутые разрозненные вулканические постройки, от которых сохранились экструживы и реликты полигенных палеовулканов. Они расположены обычно между породами горста и экструживно-субвулканическими телами куленянского комплекса. Реликты вулканических построек хибеленского комплекса присутствуют и в пределах горста, контролируемые разломами северо-западного простирания. В пределах горста известны также дайки латитов ламборского комплекса. Они имеют северо-западное простирание и являются, вероятно, корнями вулканических построек.

Вдоль западной и северной окраин горста наблюдаются реликты осадочных отложений чехла платформы. Они преимущественно надвинуты на образования горста, а на них надвинуты вулканогенные породы второго цикла формирования пояса.

Окунайский вулcano-тектонический горст расположен в бассейне р. Мал. Мини, имеет размеры $6-8 \times 22$ км и вытянут по азимуту 0° . Северное его окончание более острое, чем южное. На западе горст ограничен Савкинским разломом. На других участках его границы перекрыты отложениями малокосинской свиты или также разломные. Сложен он преимущественно вулканидами большеминского комплекса. Этот горст в куленянское и, вероятно, домугдинское время составлял единую положительную структуру с Большеминским горстом. В куленянское время он разделял Куленянскую и Кунерминскую вулcano-тектонические депрессии. В хибеленское время в результате заложения Маломинской вулcano-тектонической депрессии Окунайский горст обособился от Большеминского. В ламборское время вдоль разлома, ограничивающего его с запада, возникла Умбельская вулcano-тектоническая депрессия. В посткембрийское время по Савкинскому разлому на него были надвинуты образования чехла Сибирской платформы.

Великандинский вулcano-тектонический горст расположен в бассейне верхнего течения р. Чечуй. Он имеет длину 50 км при ширине до 12 км, более острое северное окончание и вытянут по азимуту 60° . Со всех сторон горст ограничен разломами. В результате взбросо-надвиговых движений по этим разломам первичные его размеры на поверхности значительно сокращены. В современном эрозионном срезе в его пределах преобладают гранитоиды кутимского комплекса. Кое-где отмечаются вулканиды большеминского комплекса. Перекрыты они отложениями малокосинской свиты. В домугдинское время Великандинский горст разделял Рассохинскую и Малоакитканскую вулcano-тектонические депрессии. В хибеленское время по ограничивающим его разломам формировались линейные экструживно-лавовые тела, сохранившиеся только на юго-западе. На северо-западе он по разлому граничит с массивом яральского комплекса.

Таким образом, для всех вулcano-тектонических горстов характерно их существование во второй цикл формирования пояса. Сложены они преимущественно породами первого цикла и ограничены разломами, движения по которым были как при их формировании, так и после завершения вулканической деятельности. Характер ограничивающих разломов в современном срезе взбросо-надвиговый с движением масс в сторону горстов. Вторичные директивные структуры в окружающих породах второго цикла как бы облекают горсты и имеют падение в стороны от него. На севере горстов они образуют периклинальное замыкание. В малокосинское время территория горстов входила в

пределы прогиба, где накапливались вулканогенно-терригенные отложения. В дальнейшем они разделяли вулкано-тектонические депрессии, сложенные породами куленянской, домугдинской, хибеленской, в меньшей степени ламборской стадий. Как правило, к ограничивающим горсты разломам приурочены линейные вулканические постройки второго цикла, от которых сохранились лишь корневые части. По мере приближения к горстам отмечается сокращение мощностей и рост зернистости туфогенно-терригенных пород куленянского и домугдинского комплексов. Залегание слоистости в этих пачках по отношению к горстам периклинальное.

7.3. ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Вулкано-тектонические системы впервые выделил Ю.А. Косыгин с соавторами [Косыгин и др., 1973]. Г.М. Фремд [1974] предложил выделять вулкано-тектонические системы нескольких соподчиненных порядков. Согласно этому делению СБВПИ может рассматриваться как вулканотектоническая система второго порядка, входящая как составная часть в систему первого порядка – серию субпараллельных ветвящихся вулканических поясов в южной части Сибирской платформы. Вулкано-тектонические системы третьего порядка объединяют структуры разных циклов формирования пояса, а четвертого – объединяют структуры отдельных стадий. В его пределах вулканотектонические системы четвертого порядка представляют собой вулканотектонические прогибы.

В течение первого цикла существовали вытянутые в субмеридиональном направлении мелководные вулканотектонические прогибы, в пределах которых вулканические постройки часто являлись положительными структурами островного характера. В иликтинское время подобный прогиб существовал на юге пояса. В большеминское время он переместился в центральную часть пояса. В баргундинское время прогиб занимал промежуточное пространство между более ранними прогибами, объединяя их в единую вулканотектоническую систему третьего порядка. Состав обломков в терригенных отложениях первого цикла показывает, что борта прогибов были сложены преимущественно породами гнейсо-гранитового состава. На востоке это могли быть образования Чуйского и Байкальского геоблоков. На западе, вероятно, были обнажены образования фундамента Сибирской платформы, сходные с породами Чуйского геоблока. Преобладание среди осадочных образований глинистых и мелкозернистых терригенных отложений свидетельствует об относительно пологих бортах прогибов. Наличие среди терригенных отложений существенно кварцевых разностей обусловлено интенсивностью выветривания в области сноса. По-видимому, прогибы первого цикла существовали на фоне рельефа равнинного характера.

Вулкано-тектонические системы четвертого порядка **второго цикла** представлены континентальными вулканотектоническими прогибами.

В малокосинское время возник Прибайкальский вулканотектонический прогиб, который занимал восточную и южную части пояса от бассейна р. Чечуй на севере до руч. Хибелен на юге. Длина его составляет 270 км (рис. 7.3). Южнее существовал ряд изолированных впадин. Днище прогиба

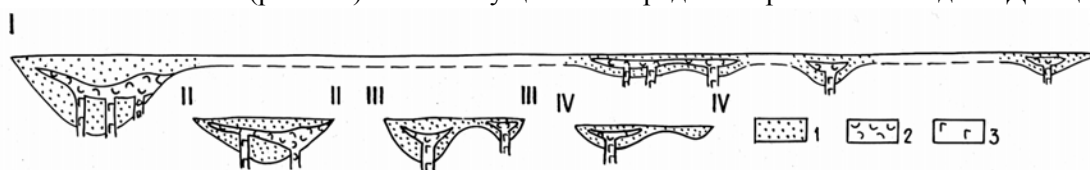


Рис. 7.3. Палеоразрезы Прибайкальского вулканотектонического прогиба малокосинского времени: продольный (I-I) и поперечные южной (II-II), центральной (III-III) и северной (IV-IV) частей

1-3 – фации: 1 – терригенные, 2 – вулканогенные, 3 – субвулканические

было неровное. На относительных поднятиях мощность отложений не превышала 150-300 м, в опущенных участках она достигала 1700 и более метров. В поперечных разрезах устанавливаются большие мощности отложений на западе прогиба, что свидетельствует о поперечной его асимметрии. Замеры ориентировки волноприбойных знаков также указывают, что снос терригенного материала происходил с запада. Но есть указания о привносе терригенного материала и с востока [Салоп, 1964]. На разное направление сноса указывают также В.Д. Мац с соавторами [1968]. Изменение состава обломков в терригенных отложениях с существенно кварцевого на полимиктовый свидетельствует, что заложению прогиба предшествовало развитие кор выветривания. Вулканические процессы получили

развитие в середине малокосинского времени. Преобладали линейные палеовулканы, которые контролировались конседиментационными разломами, которые ограничивали прогиб и относительные поднятия в его пределах. Палеовулканы центрального типа приурочены к наиболее опущенным участкам прогиба. Вулканическим извержениям предшествовало и сопровождало их выполаживание рельефа и накопление тонкозернистых отложений. После окончания вулканических извержений расчлененность рельефа вновь возрастала.

Вулкано-тектонический прогиб куленянского времени занимал центральную часть пояса от бассейна р. Маркиной Ирели на юге до бассейна р. Чечуй на севере. Длина его составляла около 260 км. На западе прогиба была расположена Куленянская, на востоке - Кунерминская и Левокутимская вулкано-тектонические депрессии. Его разделяли на два прогиба (Акитканский на западе и Прибайкальский на востоке) вулкано-тектонические горсты, которые объединяются в Савкинское сводово-блоковое поднятие. Относительно прогиба малокосинского времени опускание куленянского времени несколько сместились к северу.

Вулкано-тектонический прогиб домугдинского времени занимал северную часть пояса от бассейна р. Черепанихи на юге до бассейна р. Лимпей на севере с некоторым смещением к западу и северо-западу от прогиба куленянского времени. Протяженность его составляла 210 км. Он состоял из отрицательных структур, представленных на западе Кутимской и Рассохинской (Акитканский прогиб), на востоке - Малоакитканской вулкано-тектоническими депрессиями (Прибайкальский прогиб). Разделены они Великандинским и Большеминским вулкано-тектоническими горстами, составляющими северную часть Савкинского сводово-блокового поднятия.

Вулкано-тектонический прогиб хибеленского времени занимал южную часть Прибайкальского прогиба от бассейна р. Мужинай на юге до бассейна р. Малой Мини на севере. Длина его составляла более 220 км. Он состоял из двух частей: Маломинской вулкано-тектонической депрессии на севере и Ирельской – на юге, разделенные Окунайским вулкано-тектоническим горстом.

Для вулкано-тектонических прогибов второго цикла, ассоциация которых образует вулкано-тектоническую систему третьего порядка, характерно преобладание в их разрезе вулканогенных образований (кроме малокосинского времени), сопровождаемых значительными субвулканическими массивами. Вначале накапливались маломощные, как правило, грубообломочные терригенные осадки. Выше по разрезу в них уменьшается зернистость и появляется примесь туфового материала. В этот период образовались приповерхностные магматические камеры. Затем последовало формирование лавовых бассейнов (в хибеленское время экструзивно-лавовых построек). Перемещение магматических масс из приповерхностных магматических камер на поверхность сопровождалось резким возрастанием проседания дна прогибов. В куленяское время формирование лавовых бассейнов сменилось формированием многовыходных палеовулканов, расположенных по периферии лавовых бассейнов. В домугдинское время туфовые выбросы после формирования лавовых бассейнов были незначительными. В хибеленское время вулканические извержения происходили пульсационно. Отдельные пароксизмы вулканических процессов, сопровождаемые проседаниями дна прогибов, чередовались с накоплением туфогенно-осадочных отложений. Завершалось развитие прогибов постепенной сменой вулканических извержений накоплением терригенных отложений, что привело к сохранности палеовулканических построек. К периферии прогибов вулканогенные образования сменялись терригенными отложениями, более грубообломочными на западе. Это свидетельствует об асимметрии их поперечного профиля с более крутым западным бортом. Обломки в терригенных отложениях в течение всего времени развития прогибов были представлены преимущественно породами, которые слагали их борта.

В течение **третьего цикла** вдоль западной окраины пояса также существовал вулкано-тектонический прогиб (унаследованный Акитканский), единый для ламборского и чайского времени. В ламборское время он объединял Чечуйскую, Ламборскую, Таловскую и Умбельскую вулкано-тектонические депрессии, которые были разделены относительными поперечными поднятиями. Длина его составляет 280 км. Внизу разреза ламборского комплекса на коре выветривания по породам второго цикла залегает прерывистая пачка кварцевых и аркозовых песчаников, заполнявших, по видимому, неровности рельефа. Они перекрыты мощной толщей вулканитов, сопровождаемых субвулканическими массивами, которые к бортам прогиба сменялись грубообломочными терригенными отложениями с обломками пород фундамента пояса. В периоды затухания вулканической деятельности терригенные отложения распространялись вглубь прогиба, где они ассоциировали с вулканитами.

В начале чайского времени после частичного кратковременного поднятия днища прогиба стали накапливаться грубообломочные терригенные отложения. В середине чайского времени проявились вулканические извержения. Им предшествовало и их сопровождало поднятие днища прогиба,

что привело к уменьшению зернистости осадков вплоть до появления глинистых осадков. После прекращения вулканических извержений вновь стали накапливаться грубообломочные отложения с возрастанием их зрелости вверх по разрезу. Снос терригенного материала происходил преимущественно с запада.

СБВПП, как вулкано-тектоническая система второго порядка, представлял собой пульсационно возникающий линейно вытянутый континентальный прогиб. Каждая стадия его формирования начиналась с накопления преимущественно терригенных отложений. Затем следовали вулканические извержения, сопровождаемые проседаниями дна прогибов. Вулканогенные проявления были приурочены в основном к наиболее опущенным участкам. К краям прогибов вулканогенные образования замещались терригенными отложениями. Вулканическим извержениям предшествовало и их сопровождало накопление более тонкозернистых отложений. Объемы наземных вулканических образований пропорциональны амплитуде проседания, что обусловлено опорожнением приповерхностных магматических камер и давлением масс наземных вулканических образований. После завершения вулканических извержений накопление терригенных отложений еще продолжалось некоторое время, что приводило к быстрому захоронению вулканических построек. Такие соотношения терригенных и вулканогенных образований свидетельствуют о преобладающей роли тектонических движений и о подчиненности им вулканических процессов.

Таким образом, существует иерархия структур СБВПП, формирование которых происходило с участием вулканических процессов (рис. 7.4). Самый низший класс – вулканоструктуры или вулканические постройки, более высокий – вулкано-тектонические структуры (вулкано-тектонические депрессии и горсты), затем вулкано-тектонические системы третьего и четвертого порядков (вулкано-тектонические прогибы и сводово-блоковые поднятия). Вулкано-тектонической системой второго порядка является СБВПП. Он, в свою очередь, входит в вулкано-тектоническую систему первого порядка, представляющую собой систему вулкано-плутонических поясов юга фундамента Сибирской платформы. Чем выше класс в этой иерархии структур, тем большую роль играют тектонические движения.

7.4. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Для каждого вертикального тектонического подразделения пояса характерны свои складчатые структуры. Более полное развитие они получили на участках распространения относительно мощных толщ осадочных и туфогенно-осадочных отложений. Маломощные пачки этих пород в большинстве случаев слабо дислоцированы. Более или менее крутые их залегания, как и наземных вулканических образований, обусловлены часто строением вулканических построек и вулкано-тектонических структур. Савкинским разломом СБВПП делится на две зоны: западную Аkitканскую и восточную Прибайкальскую, которые различаются характером складчатых структур среднего этажа.

Аkitканская зона территориально соответствует Аkitканскому вулкано-тектоническому прогибу и прослеживается от северного замыкания пояса до бассейна р. Умбеллы на юге, где погружается под кайнозойские отложения. На востоке она ограничена Савкинским разломом, который на севере сочленяется с Даванским. Западное крыло осложнено Миньским надвигом (см. раздел «разломы») и перекрыто кайнозойскими осадками. На современной поверхности в строении зоны принимают участие породы верхнего и среднего структурных этажей. Средний структурный этаж представлен средним и верхним структурными ярусами. Каждый из них имеет свой структурный план.

В среднем структурном ярусе Аkitканская зона поперечным поднятием делится на две части, которые в районе водораздела рек Верхней Рассохи и Моголи сочленяются под острым углом. Северная часть представляет собой Рассохинскую вулкано-тектоническую депрессию. В результате последующих пликтивных дислокаций она превратилась в антиклинальную складку, юго-западное крыло которой поднято и оборвано Савкинским и Даванским разломами. В результате наблюдается моноклинальное наращивание разреза с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке осевой части антиклинали выходят гранитоиды яральского комплекса. К северо-западу они сменяются образованиями Рассохинского лавового бассейна домугдинского комплекса. В этом направлении его центральные субфации сменяются приповерхностными. На северо-западе выходят вначале породы ламборского комплекса, а затем чайской свиты, перекрытые отложениями байкальской серии.

Складчатые структуры южной части Аkitканской зоны подчеркиваются пачками вулканогенно-осадочных отложений верхов разреза куленянского и низов - домугдинского комплексов. Вулканогенно-осадочная пачка куленянского комплекса смята в мелкие складки с углами падения слоистости на крыльях $20-30^{\circ}$, которые срезаются пачкой вулканогенно-терригенных отложений домуг-

динского комплекса. Вместе они образуют единый горизонт. На водоразделе рек Домугды и Черепаных по его залеганию выделяется Домугдинская антиклинальная складка, полого погружающаяся в северном направлении. Вблизи осевой ее части залегание горизонта близко к горизонтальному, на крыльях углы падения меняются от 0° до 50° . На юге в осевой части складки из-под вулканогенно-терригенного горизонта выходят субвулканические образования домугдинского и вулканиты куленянского комплексов. Ее крылья сложены породами Кутимского лавового бассейна. Они слагают синклинали, которые имеют унаследованный характер и представляют собой наиболее погруженные части Кутимской депрессии.

На правом берегу р. Мини Домугдинская антиклиналь по разлому сменяется Куленянской антиклиналью, косо срезанную Савкинским разломом. На севере сохранилось только западное крыло складки, осложненное брахиформными и изометричными отрицательными и положительными структурами. В центре отрицательных структур выше горизонта вулканогенно-осадочных пород расположены выходы вулканитов домугдинского комплекса, а положительных – куленянского комплекса. К югу выходят осевая часть антиклинали, а затем и восточное крыло. В центре этой части складки расположены массивы дельбичиндинского комплекса, а на крыльях – вулканиты куленянского комплекса.

Вблизи Савкинского разлома в породах среднего яруса наблюдаются вторичные директивные структуры, выраженные сланцеватостью и гнейсовидностью. Они образуют синклинали с субмеридиональным простиранием ее осей. На востоке директивные структуры имеют падение к западу и северо-западу под углами $30-45^{\circ}$, на западе падение их к востоку и юго-востоку под углами $20-40^{\circ}$. Вдоль осевой части этой складки наблюдаются осложняющие ее изометричные складки с углами падения директивных элементов на крыльях $5-20^{\circ}$. На севере они имеют отрицательный характер, на юге – положительный.

Породы верхнего структурного яруса в центре Аkitканской зоны слагают антиклинальную структуру, вложенную в осевую часть Домугдинской антиклинали. Она ограничена разломами, часть из которых является синвулканическими. Антиклинальная складка верхнего структурного яруса имеет асимметричный профиль с более широким западным крылом. В нижнем подъярусе (ламборский комплекс) в осевой части складки выходят субвулканические массивы, по периферии – наземные образования. К северу они сменяются породами верхнего подъяруса (чайский комплекс), которые слагают антиклинальную брахиформную складку – обращенную кальдеру Гольцовского палеовулкана: в центре расположен экструзивный купол, а по периферии – осадочно-вулканогенные отложения с падением слоистости от центра.

На западе Аkitканской зоны породы ламборского комплекса и чайской свиты имеют общее моноклинальное падение слоистости к западу и северо-западу под углами $10-30^{\circ}$. В породах ламборского комплекса оно осложнено вулканоструктурами. В породах чайской свиты на фоне моноклинального залегания наблюдаются брахиформные складки с углами падения крыльев $5-50^{\circ}$. В их осевой части иногда выходят породы ламборского комплекса. Участками здесь интенсивно проявилась приразломная складчатость. Она выражена в образовании асимметричных или даже запрокинутых складок с поперечным размером до 100 м. Углы падения крыльев весьма изменчивы, иногда достигают 90° .

В бассейне р. Зап. Кутимы строение Аkitканской зоны осложнено вулcano-купольной структурой ламборского времени, представляющую собой брахиформную антиклиналь. В ее центре выходят субвулканические породы ламборского комплекса с остатками кровли, сложенной вулканогенно-терригенными отложениями куленянского комплекса. Залегание слоистости здесь субгоризонтальное. По периферии углы падения слоистости возрастают и осложнены складчатостью более высоких порядков.

Прибайкальская зона территориально почти полностью соответствует Прибайкальскому вулcano-тектоническому прогибу. На севере пояса зона по Даванскому разлому контактирует с Чуйским геоблоком, а по Савкинскому – с Аkitканской зоной; на юге она с запада ограничена Передовым разломом, а на востоке неотектоническим разломом, ограничивающим Байкальскую впадину. В ее строении принимают участие преимущественно образования первого и второго циклов формирования пояса. Эта зона имеет более сложное складчатое строение, чем Аkitканская. В общем виде пикативные структуры располагаются под небольшим углом к простиранию пояса и на западе срезаются глубинными разломами. В результате на севере наблюдается синклинозная структура, а на юге – антиклинозная с оборванным восточным крылом.

Синклинорий на западе осложнен тремя вулcano-тектоническими горстами, которые имеют вид горст-антиклиналей (с севера на юг): Великандинским, Большеминским и Окунайским. В их

строении принимают участие образования всех структурных ярусов среднего структурного этажа и верхнего этажа. Великандинский горст-антиклинорий вытянут в северо-восточном направлении, другие два горст-антиклинория вытянуты в меридиональном направлении.

В центральных частях этих структур выходят породы нижнего яруса (большеминского вулканического и кутимского интрузивного комплексов). Складчатые структуры в этих образованиях имеют место в Большеминском и Окунайском блоках. Великандинский блок сложен преимущественно интрузивными образованиями. В наземных образованиях большеминского комплекса устанавливается северо-западное простирание осей складок. В пределах Окунайского блока азимут простирания складчатых структур колеблется от 280° до 350° . А.М. Мазукабзов [1977] установил, что вблизи Савкинского разлома происходит разворот простираний складок от $330-350^{\circ}$ до $20-30^{\circ}$, согласно его простиранию. В осевых частях антиклиналей, как правило, расположены вулканические постройки. В синклиналях преобладают вулканогенно-осадочные образования. Углы падения на крыльях складок достигают $60-80^{\circ}$. И.К. Глотов указывает на наличие складок разного порядка. Он отмечает наличие куполовидных и коробчатых форм, вероятно, представляющих собой структуры типа гранито-гнейсовых куполов.

По периферии горст-антиклиналей выходят породы среднего структурного яруса. В пределах Окунайской структуры они залегают на породах нижнего яруса с угловым несогласием. В Великандинском и Большеминском блоках породы среднего яруса отделены от образований нижнего разлома.

В туфогенно-осадочных отложениях среднего яруса отмечается мелкая складчатость с северным и северо-восточным простиранием складчатых форм. В более массивных образованиях складчатые структуры не устанавливаются.

На породы среднего структурного яруса наложены метаморфогенные директивные структуры в виде гнейсовидности и расщепления. Они имеют моноклиальное падение в восточных румбах. В слабо измененных породах углы падения директивных структур составляют $10-30^{\circ}$. Непосредственно в зоне Даванского разлома углы залегания гнейсовидности колеблются в пределах $10-65^{\circ}$, с преобладанием углов $30-60^{\circ}$.

В бассейне р. Кутимы к востоку от Даванского разлома в пределах Чуйского геоблока расположена Малоакитканская синклинальная структура, вытянутая в северо-восточном направлении. Ось складки воздымается в северо-восточном и юго-западном направлении. Она сформировалась унаследовано от Малоакитканской вулканогенно-тектонической депрессии. В центре ее располагаются породы Малоакитканского лавового бассейна домугдинского времени. Их подстилает горизонт туфогенно-осадочных отложений, которые подверглись интенсивной мелкой складчатости с запрокидыванием и будинажем, обусловленной движениями по разломам.

На юге Прибайкальской зоны наблюдается западное крыло синклинория, восточное крыло которой срезано Даванским разломом и неотектоническим нарушением. Около этих разломов выходят породы нижнего яруса. По данным Г.И. Богарева, эти породы, представленные здесь иликтинской свитой, смяты в складки субмеридионального и северо-восточного простираний с запрокидыванием к западу, северо-западу, а в центральных частях синклинальных складок выходят породы мало-косинской свиты. Это свидетельствует о послемало-косинском времени образования складок. Западное крыло антиклинория сложено образованиями среднего яруса. В междуречье Ярала и Маркиной Ирели это крыло осложнено антиклинальной складкой второго порядка. В ее ядре выходят породы дельбичиндинского и куленьянского комплексов, а по периферии - хибеленского комплекса. На западе падение пород близко моноклиальное с углами падения до 40° , в осевой части оно субгоризонтальное, а к востоку вновь возрастает до $50-60^{\circ}$. В вулканогенно-осадочных образованиях отмечается мелкая складчатость с углами падения крыльев $10-15^{\circ}$. На востоке интенсивность мелкой складчатости возрастает вплоть до появления запрокидывания.

Породы **верхнего структурного этажа** выходят к западу от образований среднего этажа, а также узкими прерывистыми полосками вдоль Савкинского и Даванского разломов. На западе на фоне общего моноклиального падения в западных румбах наблюдаются приразломные складки, часто с наклоном осевой поверхности к северо-западу и западу вплоть до образования лежащих или даже перевернутых складок. При этом иногда породы среднего структурного этажа залегают выше пород верхнего этажа. Возможно, частично такая мелкая складчатость возникла в результате гравитационного сползания при поднятии Аkitканского и Байкальского хребтов.

Вдоль Савкинского разлома породы верхнего структурного этажа залегают моноклиально с падением к западу и северо-западу. Кое-где они налегают с угловым несогласием на породы среднего структурного этажа. У Даванского разлома породы верхнего этажа также залегают моноклиально.

но, но с падением к юго-востоку. По этим выходам для верхнего структурного этажа определяется две антиклинали субмеридионального и (на севере) северо-восточного простирания, разделенные в районе Савкинского разлома синклиналью. Западное крыло синклинали срезано этим разломом.

7.5. РАЗЛОМЫ

Дизъюнктивная тектоника в пределах СБВПП проявилась весьма интенсивно. Его формирование контролировалось зоной Главного глубинного разлома первого порядка, отделившего Чуйский геоблок от фундамента Сибирской платформы. Она трактуется как шовная зона [Наумов, 1974] и имеет на современном эрозионном срезе s-образную форму с северо-восточными простираниями на севере и юге и субмеридиональным – в центральной части. Ограничена она глубинными разломами второго порядка: на востоке Даванским, на западе Передовым [Наумов, 1974]. В центральной её части выделяется Савкинский глубинный разлом, который под острым углом сечет зону Главного разлома.

Передовой разлом перекрыт платформенным чехлом и кайнозойскими отложениями. В период формирования пояса он ограничивал с запада отрицательные структуры, в пределах которых происходило накопление осадочно-вулканогенных отложений. В это время по нему преобладали, по-видимому, движения сдвига-сбросового характера с опусканием восточного крыла. Амплитуда вертикальных отложений обуславливала грубозернистость отложений. Этот разлом активизировался в кайнозойское время, когда он ограничивал с запада поднятие Аkitканского хребта. Движения по нему были также сбросового типа, но в отличие от времени формирования пояса, опускалось западное крыло.

Савкинский разлом расположен под небольшим углом к поясу (зоне Главного глубинного разлома) и имеет северо-восточное простирание. Прослеживается он от бассейна р. Умбеллы на юге, где его продолжение перекрыто кайнозойскими отложениями, до вершины р. Рассохи до сочленения с зоной Даванского разлома.

В первом цикле формирования пояса разлом ограничивал отрицательные структуры с запада. Движения по нему в это время имели сдвига-сбросовый характер.

Во второй цикл он разделял Аkitканский и Прибайкальский вулcano-тектонические прогибы, а также вулcano-тектонические депрессии и горсты и контролировал в небольших объемах вулканическую деятельность. Движения по нему были также преимущественно сбросовые. В конце второго цикла в зоне этого разлома проявились взбросо-сдвиговые движения с наклоном плоскости сместителя в западных румбах. Висячем крыле вначале проявились милонитизация и рассланцевание с убыванием их интенсивности к западу от плоскости сместителя. Затем измененные породы подверглись динамотермальному метаморфизму. Непосредственно в зоне разлома метаморфизм достигал условий эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций и сопровождался щелочно-кремнистым метасоматозом. На отдельных участках проявлялось палингенное гранитообразование даванского комплекса.

В третий цикл формирования пояса этот разлом контролировал небольшие проявления вулканизма, по-видимому, в его зоне происходила разрядка напряжений растяжения. После кембрийского периода движения, предположительно в каледонскую фазу складчатости [Александров и др., 2003], Савкинский разлом представлял собой взбросо-надвиг с падением плоскости сместителя к западу.

Даванский разлом ограничивает пояс с востока и прослеживается от приустьевой части р. Куркулы на юге, где погружается в акваторию оз. Байкал, до северного окончания пояса, где перекрыт рифейскими и кайнозойскими отложениями. В районе долины р. Б. Мини от него отходят ветви, ограничивающие Малоакитканский вулcano-тектонический прогиб, а в районе правого водораздела р. Кутимы они вновь сочленяются с основной зоной разлома.

В первый цикл формирования пояса этот разлом и его ответвления ограничивали вулcano-тектонические структуры с востока и имели сбросовый характер. В конце этого цикла Даванский разлом в южной части приобрел взбросо-надвиговой характер с движением масс в западном направлении. Эти движения проявились на значительной территории с постепенным убыванием их интенсивности к западу. Вначале породы подверглись рассланцованию и милонитизации, а затем динамотермальному метаморфизму, интенсивность которого возрастала в восточном направлении. Непосредственно в зоне разлома она достигала амфиболитовой фации.

В течение второго цикла Даванский разлом ограничивал Прибайкальский вулcano-тектонический прогиб с востока и имел сдвига-сбросовый характер. В конце этого цикла по Даванскому разлому вновь возникли взбросо-надвиговые движения, сопровождаемые рассланцеванием и милонитизацией, с движением масс к западу. Эти изменения проявились с постепенным убыванием

интенсивности вплоть до Савкинского разлома. Затем дислоцированные породы подверглись динамотермальному метаморфизму с возрастанием его интенсивности к востоку до амфиболитовой фации. Сопровождался он щелочно-кремнистым метасоматозом и палингенным гранитообразованием, достигавшим максимума непосредственно в зоне Даванского разлома. Сопровождался он оперяющими разломами северо-западного простирания, которые также контролировали метасоматические и палингенные процессы.

В последующем, возможно в каледонский тектоно-магматический цикл, породы в зоне Даванского разлома вновь подверглись милонитизации и катаклазу, а затем динамотермальному метаморфизму, который сопровождался метасоматозом с образованием палингенных гранитов бирского комплекса и рудных метасоматитов.

В кайнозойское время на западе зоны Даванского разлома возникла зона Кунерминского взбросо-надвига с падением к востоку, выраженная катаклизом и милонитизацией.

Вулканические процессы контролировались системами разрывных нарушений типа раздвигов или сдвига-раздвигов. Они трассируются линейными подводными каналами, вытянутостью вулканических структур или цепочками палеовулканов. Для иликтинского времени магмаподводящие разломы имели, вероятно, северо-восточное простирание и функционировали в южной части пояса. В большеминское время они раскрывались в центральной части пояса и имели меридиональное простирание. При формировании малокозинского комплекса магмаподводящие разломы имели субмеридиональное простирание. Вулканические извержения куленянского, домугдинского, ламборского и чайского комплексов контролировались сдвига-раздвигами северо-восточного простирания. Для хибленского времени тоже характерны сдвига-раздвиги, но с отклонением их простирания к северо-западу.

По периферии некоторых палеовулканов возникали разломы, связанные с формированием кальдер проседания. Вулкано-тектонические структуры также были ограничены конседиментационными разломами. В зависимости от формы близповерхностного магматического очага они имели кольцевой, линейный или изогнутый характер.

Вулкано-тектонические горсты в периоды сжатия служили упорами. Поэтому вдоль их границ в такие периоды возникали чешуйчатые взбросо-надвиги с перемещением масс в сторону этих структур. Сопровождались они образованием директивных текстур в окружающих образованиях, которые обрамляют северные части блоков. Подобная система взбросо-надвигов возникла и у северного окончания Малоакитканской вулканоструктуры. В результате блоки приобрели форму «утюгов» с более острым северным окончанием.

Таким образом, в пределах пояса чередовалось образование разломов условий растяжения и сжатия. В периоды растяжения формировались системы субпараллельных разломов типа сдвигосбросов, раздвигов и сдвига-раздвигов, которые контролировали магматическую деятельность. В периоды сжатия возникали взбросо-надвиги. Движения по ним реализовались на значительной территории с возрастанием их интенсивности по направлению к глубинным разломам. Они сопровождались динамотермальным метаморфизмом, метасоматозом и палингенным гранитообразованием.

Разломная тектоника интенсивно проявилась после завершения формирования пояса. Среди них широко распространены шарьяжно-надвиговые дислокации [Александров, 1990; Александров и др., 2003 и др.]. В одних случаях они были унаследованными, в других – новообразованными. Время движения по ним определяется в широких пределах: от раннепалеозойского до кайнозойского. Наиболее интенсивно надвиговая тектоника, по мнению ряда исследователей [Бухаров и др., 1993; Сизых, 2000], связана с каледонским тектогенезом. Разломы, в первую очередь, надвиги, в значительной степени усложнили геологическое строение региона, но горизонтальные перемещения были относительно малоамплитудными, так как устанавливаются нормальные взаимоотношения почти всех геологических образований пояса.

Значительные надвиговые движения проявились в кайнозойское время в связи с формированием горного рельефа. Как указывалось выше, на западной окраине зоны Даванского разлома возник Кунерминский взбросо-надвиг с падением на восток под углами $30-50^{\circ}$. В бассейне р. Рели его залегание становится субгоризонтальным. По данным О.М. Можаровского, взбросо-надвиговые движения со сдвигом проявились в зоне древнего Савкинского разлома. Падение плоскости сместителя западное под углами $20-50^{\circ}$. На западной окраине пояса Ю.П. Цыпуковым [1962] выявлен Минский надвиг, подновленный в кайнозойское время. По нашим данным, суммарная амплитуда горизонтального перемещения по нему максимально достигала 10-12 км. Южнее выделяется Яральский надвиг. Плоскости сместителей этих надвигов, в связи с образованием горных сооружений, приобрели вид

антиклиналоидов с падением на западе в западных румбах, а на востоке - восточных. В центральной части они залегают субгоризонтально.

8. ГЕОДИНАМИКА ПОЯСА

Концепция тектоники литосферных плит, показав недостатки геосинклинальной теории, подвергается справедливой критике [Власов, 1995; Кэри, 1991; Пушаровский, 1990 и др.]. Поэтому назрела необходимость создания новой геотектонической парадигмы, которая вобрала бы в себя положительные моменты существующих геотектонических концепций и, по возможности, была бы лишена их недостатков. На наш взгляд, справедливо утверждение, что «...геодинамическая гипотеза пульсирующей и изменяющей объем планеты наиболее альтернативна; она объясняет возможность одновременного проявления и самостоятельности вертикальных и горизонтальных движений, которые выступают как следствие глобальных процессов глубинной дифференциации вещества» [Глубинное ..., с. 25]. Пульсирующий характер эволюции Земли и изменение ее объема обусловлены, главным образом, процессами дегазации Земли. Эти положения составляют основу концепции плюмтектоники, которая охватывает все уровни Земли в их взаимосвязи. Плюмы представляют поток вещества и энергии, который перемещается из глубин Земли к поверхности. В верхних горизонтах планеты под их воздействием происходят магмаобразование и тектонические движения. Теоретические положения плюмтектоники разработаны еще не достаточно полно, поэтому считаем необходимым предварить главу изложением наших представлений по этому вопросу.

8.1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Согласно законам диалектики, каждое явление зарождается, развивается, а затем деградирует. Развитие явления происходит прерывисто-непрерывно (пульсационно). Уже при зарождении явления возникают силы, которые сопротивляются его развитию. Вначале превалируют силы, способствующие развитию явления. Но параллельно с этим нарастает и противодействие ему. Затем силы противодействия начинают преобладать, что приводит к деградации явления. Это, в свою очередь, сопровождается уменьшением противодействия. В конце концов, явление может прекратить свое существование или может начаться новый виток его развития. По такому сценарию развиваются и плюмы.

8.1.1. ЗАРОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ПЛЮМОВ

Из глубин Земли к поверхности идет постоянный поток газообразных веществ, который сопровождается выносом тепла (энергии). Интенсивность этого потока в литосфере коррелируется с масштабами магмаобразования и тектоническими обстановками. Наибольший приток эндогенных газов наблюдается в областях современной тектоно-магматической активности, наименьший – под устойчивыми блоками.

Анализ изотопного состава эндогенных газов показывает, что они имеют в большинстве своем реликтовое космическое происхождение. На это указывает постоянное присутствие в эндогенных газах изотопа ^3He и ^{36}Ar и т. п. [Поляк, 1988 и др.], которые не могут возникать в условиях Земли, но присутствуют в космическом веществе. Консервация газов с космогенными изотопами могла произойти только в процессе аккреции Земли.

По мнению В.Н. Ларина [1980] и др., внутреннее ядро состоит из газообразных веществ. По видимому, оно представляет собой законсервированное вещество протопланетного облака, в котором присутствуют и пылевая его составляющая. По нашим представлениям, расслоенность Земли возникла в процессе ее аккреции. Сразу после аккреции Земля, вместе с мощной плотной атмосферой и большим объемом легколетучих компонентов в ее глубинах, обладала значительно большей массой, чем в настоящее время. Следовательно, вещество в ее центральных частях (внутреннем ядре) находилось под значительно большим давлением, чем в настоящее время. Поэтому оно обладало высокой плотностью, которая сохраняется во внутреннем ядре до настоящего времени. Состав внутреннего ядра остается близким к составу протопланетного облака [Шаповалов, 1991]. Взаимодействие газов и труднолетучих компонентов в условиях высоких давлений, существовавших в начальные стадии развития Земли, еще слабо изучено. Имеются лишь отрывочные данные по этому вопросу. Например, водород при высоких давлениях может в больших объемах растворяться в металлах [Ларин, 1980]. Углерод при высоких давлениях замещает кремний в силикатах [Летников и др., 1981]. Какой бы ме-

ханизм не проявлялся, остается очевидным, что недра Земли при ее образовании были обогащены легколетучими компонентами, которые сосредоточены преимущественно во внутреннем ядре.

В результате постепенного падения давления на границе внутреннего и внешнего ядра происходит кипение легколетучего вещества. Этот процесс протекает с разной интенсивностью (пульсационно), что может быть обусловлено, в какой-то мере, космическими силами. Интенсивность выделения легколетучих компонентов с поверхности внутреннего ядра приводит к повышению давления, что замедляет отток вещества. А это, в свою очередь, сопровождается падением давления и, соответственно, приводит к усилению отделения легколетучих компонентов. Газы просачиваются сквозь жидкое внешнее ядро, увлекая за собой труднолетучие компоненты. Его металлическая составляющая в основном присоединяется к внешнему ядру, увеличивая его объем. Силикатное вещество проходит транзитом через расплавленное внешнее ядро и присоединяется к мантии, наращивая ее объем. Процесс просачивания легколетучих компонентов, главным из которых является водород, сквозь вещество Земли сопровождается выделением тепла [Ларин, 1980], что поддерживает высокую температуру в недрах планеты.

Поток легколетучих компонентов на границе ядро-мантия распределяется неравномерно. Здесь возникают участки, обогащенные ими и, соответственно, силикатным веществом, обладающие повышенной температурой. Вещество этих участков обладает более низкой плотностью и потому стремится всплыть, образуя выступы на поверхности ядра. Таким образом, на границе ядро - мантия возникают плюмажи [Добрецов и др., 2001], ответственные при последующем развитии за активизацию тектоно-магматических процессов в литосфере. Приток легколетучих компонентов происходит в результате появления градиента в их концентрациях не только по вертикали, но и по горизонтали. Участки оттока вещества характеризуются впадинами на границе ядро-мантия. Сейсмотомографией установлены выступы границы ядро-мантия под современными срединноокеаническими хребтами в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, а прогибы – под континентами [Сонюшкин и др., 1993]. Возникшие плюмы в дальнейшем саморазвиваются в условиях открытой системы по законам синергетики. «Главное условие длительного функционирования открытых систем - необходимость подвода к ним вещества и энергии» [Летников, 1992, с. 4]. Вначале происходит рост плюмажей, а затем отмирание в результате истощения притока вещества и энергии. Отмирание может произойти не полностью и смениться новым ростом плюмажа. В результате на одном и том же месте процесс тектоно-магматической активизации повторится, но уже в новых условиях и потому будет отличаться от предшествующего ходом развития и результатами.

Легколетучие компоненты при перемещении к поверхности реагируют с веществом, через которое просачиваются. Некоторые элементы образуют с ними химические соединения и вместе с ними устремляются вверх. На более высоких гипсометрических уровнях Земли из плюма извлекаются элементы и соединения, которые необходимы для состава, способного плавиться при данных РТ условиях, а избыточные компоненты поступают в плюм. В результате начинает генерироваться магма. Но высокое давление в глубинах Земли препятствует образованию больших магматических масс. Образуются лишь тонкие пленки жидкого вещества, что резко увеличивает скорость миграции вещества к поверхности.

Таким образом, главным транспортером вещества в глубинах Земли являются газы, законсервированные при ее аккреции, а плюмажи представляют собой сквозьмантийный поток вещества и энергии. «Флюидный массоперенос является особенно эффективным механизмом в плане разделения химических элементов» [Магматические..., 1987, с. 351].

Достигая тектоносферы, плюмаж вызывает образование больших объемов магмы и тектонические движения. В зависимости от мощности и строения тектоносферы, а также от мощности и состава плюма магматические очаги могут располагаться в астеносфере, в верхах мантии или в низах коры. При воздействии плюмов на гипабиссальном уровне движения приобретают вулканотектонический и (или) интрузивно-тектонический характер.

8.1.2. ПРОЦЕССЫ МАГМАОБРАЗОВАНИЯ

Для объяснения процессов образования магм разработано большое количество гипотез, основанных как на непосредственном изучении магматических пород, так и (преимущественно) на основании результатов экспериментов [см. например, Магматические..., 1987]. Но состав магматических образований не отвечает полностью составу породившей их магмы, так как из магмы при кристаллизации улетучился основной объем газообразных компонентов. Это положение в большинстве случаев не учитывается. «Построение моделей, исходя только из экспериментальных данных, приводило и

приводит к заблуждениям, что иллюстрируется примерами из петрологии метаморфических и изверженных горных пород» [Маракушев, 1988, с. 4]. Для каждого состава магм предложено несколько различных механизмов образования. При этом не находят объяснения многие особенности генерации магматических масс. Не отрицая возможность образования магм предлагаемыми процессами, считаем, что они касаются лишь частных случаев магмаобразования, не приводящих к формированию больших объемов магматических масс [Булдыгеров, 2001].

Анализ всех существующих гипотез является предметом специального рассмотрения. Остановимся здесь лишь на принципиальных положениях. Чаще всего считают, что магма возникает в результате выплавления из более основного субстрата с образованием твердого рестита. Возникшая жидкость перемещается вверх, где застывает либо эволюционирует с образованием магм более кислого состава. При этом остается неясным следующие положения.

1. Каким образом генерируются большие объемы магм однообразного состава на ограниченном пространстве, например, под срединными океаническими хребтами или при образовании гранитоидных батолитов. Выплавление более легкоплавкого вещества должно сопровождаться формированием по периферии магмагенерирующего очага оторочки тугоплавкого рестита, который будет блокировать приток расплава с соседних участков.

2. Образование больших объемов выплавок должно сопровождаться образованием больших объемов реститового материала повышенной плотности по периферии очагов магмагенерации, что не фиксируется геофизическими методами.

3. Не находит объяснения разная степень обедненности мантии при выплавлении магмы базальтового, тем более средне-кислого состава из перидотитового субстрата некогерентными элементами.

Эти противоречия снимаются, если привлечь для объяснения процессов масштабного магмаобразования механизм сквозьмантийных и сквозькорových флюидных потоков. Участие флюидных потоков, идущих из земных глубин, в магмаобразовании со времен появления работы Д.С. Коржинского [1993], привлекается к объяснению тех или иных особенностей состава магматических пород [Магматические..., 1987], но они не считаются главными в генерации основной массы магматитов. Лишь в последнее время появились работы, в которых для объяснения образования больших гранитоидных масс в коре привлекается механизм привноса вещества из мантии [Литвиновский и др., 1999]. Участие флюидов считается необходимым также для формирования щелочных мантийных пород и таких малораспространенных пород, как кимберлиты, карбонатиты и т. п. Существенную роль глубинных флюидов в магмаобразовании определяет А.А. Маракушев. Он считает, что «восходящие потоки флюидов глубинного происхождения оказывают большое влияние на магматизм, стимулируя развитие флюидно-магматического взаимодействия и процессы магматического замещения субстрата, в котором развиваются магматические очаги» [1988, с. 25].

Флюидный поток, перемещаясь вверх, увлекает за собой в основном некогерентные элементы. Он реагирует с веществом мантии и коры, через которое просачивается, из потока экстрагируются те элементы, соединения которых будут способствовать появлению расплава (котектической смеси) при существующих на данном уровне РТ условиях. При этом возникает градиент концентрации извлекаемых из флюида элементов, в результате чего усиливается его приток из глубин и по латерали. Другие элементы могут проходить данные участки транзитом, а часть избыточных для эвтектики элементов экстрагируется из окружающего субстрата. Состав извлекаемого из флюидных потоков вещества определяется не только РТ условиями, но также составом самого потока, составом мантии и коры, которые неодинаковые на разных участках. В результате образуются магмы с провинциальными различиями.

Появление жидкой фазы резко усиливает масштабы привноса вещества, что, в свою очередь, влечет интенсификацию воздействия флюидного потока на окружающие образования. Эти процессы сопровождаются стремлением вещества к увеличению объема и уменьшению плотности, что оказывает давление на вышележащие и боковые образования и способствует расширению и подъему фронта плюмажа.

На больших глубинах высокое всестороннее давление препятствует образованию больших магматических масс. Жидкость возникает в минимальных количествах и лишь пропитывает твердое вещество. По достижении верхних уровней Земли, где возможны тектонические движения, возникают относительно стационарные условия для образования объемных магматических очагов. Глубина их появления и масштабы магмаобразования определяется жесткостью верхних горизонтов Земли, что, в свою очередь, обуславливает глубину проявления тектонических движений.

Главные процессы образования магмы разного состава, сходны. Различия в ее кислотности-основности, а также щелочности определяются РТ условиями, составом привносимого плюмом вещества и субстрата. Для фанерозоя наиболее благоприятная глубина генерации ультраосновных магм составляет первые сотни километров. Но высокое всестороннее давление препятствует образованию больших объемов магматических масс такого состава.

На уровне астеносферы РТ условия благоприятны для образования больших объемов магм основного состава. Под воздействием привносимых компонентов ультраосновное вещество мантии разбавляется до базальтовой эвтектики. Вначале появляется межзерновая жидкость базальтового состава и возникает слой пониженной вязкости, который называется астеносферой. Возникновение жидкой субстанции усиливает приток легкоплавкого вещества. Возникает магмагенерирующий очаг, где происходит полное разбавление ультраосновного вещества до базитового состава. Главным образом, привносятся Al, Ca, Si, Na и K. Этот процесс сопровождается ростом объема. Под давлением магматических масс в вышележащих образованиях образуются расколы, по которым раздвигаются геоблоки. Они создают условия декомпрессии, что усиливает приток вещества из глубин и генерацию магмы. Таким образом, генерируется магма длительное время на одних и тех же участках. Магма, устремляясь по расколам к поверхности, способствует раздвижению блоков литосферы. Поднимающаяся магма оказывает давление на стенки подводящих каналов, что, в свою очередь, усиливает процессы раздвижения геоблоков. При достаточной мощности коры граница магмаобразования может перемещаться вверх, где возникают РТ условия для генерации магм среднего, а затем и кислого составов. Для их образования необходим привнос преимущественно кремния и щелочей. При этом могут возникать несколько разноглубинных магмагенерирующих камер, поставляющих магмы разного состава.

Дальнейшая эволюция магматизма связана с уменьшением мощности флюидного потока и возвратном движении ранее расходившихся геоблоков. В условиях сжатия остаточные порции флюида и легкоплавкого вещества, не получая доступа на поверхность, производят интенсивные метасоматические преобразования субстрата. На этой стадии из глубин поступают, главным образом, кремний и щелочи, в результате чего формируются крупнообъемные палингенно-метасоматические частично перемещенные гранитоидные массы (батолиты).

Как показывают наши наблюдения в Байкальской складчатой области [Булдыгеров, Серова, 1998], привносятся, главным образом, те порообразующие элементы, которые необходимы для плавления при данных РТ условиях. Фронт базификации, который должен бы сопровождать гранитизацию, в необходимых масштабах для этого процесса, нигде не наблюдается. Это подтверждает выводы об образовании магматических масс путем разбавления существующего субстрата до эвтектики при данных РТ условиях.

Таким образом, основные процессы магмаобразования протекают в открытой системе при постоянном притоке вещества из глубины и перемещении его в пределах тектоносферы как вверх, так и по латерали.

Флюидные потоки от границы ядро-мантия, образующие плюмажи, развиваются пульсационно. Новое накопление и подъем флюидов может произойти как на том же месте (унаследованный плюмаж), так и возникнуть на новом месте (новообразованный плюмаж). Подъем плюмажа также происходит пульсационно, что обуславливает дискретный характер тектонических и магматических процессов. Эволюция магматизма в течении тектоно-магматического цикла связана с постепенным продвижением плюмажа (потока вещества и энергии) к поверхности.

При остановке подъема магмы возникает полузакрытая система, где начинается ее эманационно-гравитационная дифференциация, которая протекает при непрерывном подпитывании легкоплавким веществом из земных глубин. Чем продолжительней остановка, тем больше различаются по составу раньше и позже образовавшиеся породы. Если приток легкоплавкого вещества превалирует над эманационно-гравитационной дифференциацией, то возникает гомодромная последовательность развития магматического очага, периодически поставляющего магму в более высокие горизонты. Если преобладает эманационно-гравитационная дифференциация, то возникает антидромная последовательность.

По-видимому, существуют три главных оптимума магмаобразования: базальтовый, андезитовый и гранитовый, которые обычно сменяют друг друга по глубине и во времени. Оптимальные условия для формирования крупных резервуаров базальтовой магмы существуют в пределах верхов мантии, андезитовой – вблизи границы кора-мантия, гранитовой – в коре. При соответствующих условиях, возникающих относительно редко, базальтовая магма может формироваться в земной коре, а гранитовая – в мантии. Могут существовать одновременно разноглубинные магматические очаги.

Возникающая магма активно воздействует на тектоносферу и является одной из главных причин тектонических движений. А тектонические движения, в свою очередь, влияют на интенсивность магмаобразование.

8.1.3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПЛЮМОВ

Под воздействием давления формирующихся магматических масс происходят расколы выше лежащей литосферы, раздвижение геоблоков (литосферных плит и микроплит). В этот период возникают разломы сбросового, сдвигового и раздвигового типов или их комбинации. В зависимости от мощности литосферы и плюма могут возникнуть единая зона раздвига (спрединга) литосферы с формированием коры океанического типа, рассеянный спрединг с базальтовым вулканизмом на значительной территории или зоны растяжения в пределах коры («коровый спрединг»), приводящих к извержениям магмы среднего и кислого составов. Это сопровождается формированием отрицательных структур или сводовых поднятий в комбинации с отрицательными структурами.

По мере истощения энергии плюма и наращивания сил противодействия раздвижению геоблоков начинается их возвратное движение. Условия растяжения сменяются условиями сжатия. В результате накопившиеся образования подвергаются складчатым и взбросо-надвиговым (часто в комбинации со сдвигами) дислокациям и метаморфизму. Регион при этом испытывает поднятие. Остаточные порции вещества и энергии плюма продолжают воздействовать на литосферу с проявлением метасоматоза и образованием палингенных магматических масс. В своем стремлении к расширению они противодействуют сжатию. По достижению определенного объема давление магмы превышает стрессовое сжатие и магма перемещается вверх, образуя плутонические тела. Затем сжатие вновь становится преобладающим. Так продолжается до полного истощения плюма либо в результате новой его пульсации снова начинают преобладать условия растяжения.

Согласно М.В. Гзовскому [1975] структуры растяжения и сжатия с участием сдвига имеют определенную ориентировку в зависимости от вектора стрессового напряжения. При простом сдвиге структуры растяжения ориентированы под углом 45° к его плоскости и имеют линзовидную симметричную форму. В случае комбинации сдвига с раздвигом эти структуры ориентированы к плоскости основного сдвига под углами $10-20^\circ$. При правостороннем сдвиге они отклоняются от его простирания по часовой стрелке, а при левостороннем – против. Форма их будет асимметричной. При этом структуры растяжения будут распространены обычно в зоне сдвига или, как ее назвал А.В. Лукьянов [1965], в зоне рассеянного сдвига. Ограничены структуры растяжения перпендикулярными им сдвигами второго порядка. В результате создаются условия для шарнирного движения геоблоков с наибольшими масштабами раздвига в тыловой части структур растяжения.

Вулканические извержения контролируются в основном структурами растяжения, которые фиксируются трещинными подводящими каналами, цепочками вулканических построек, вулканотектоническими структурами. По их расположению и форме можно восстановить ориентировку тектонических напряжений в периоды активного вулканизма.

Комбинация сдвига со сжатием также характеризуется закономерным расположением структурных элементов, но имеющих противоположную направленность: при левостороннем сдвиге они отклоняются от его простирания по часовой стрелке, а при правостороннем – против.

Таким образом, по расположению, конфигурации и строению структур растяжения, приуроченности вулканической активности к определенному участку ослабленной зоны (в нашем случае зоны Главного глубинного разлома), сочетанию раздвигов со сдвигами, соотношению участков растяжения и сжатия определяется вектор главного тектонического напряжения.

8.2. ГЕОДИНАМИКА ПОЯСА

Ко второй половине карелия на юге Сибирской платформы уже существовала мощная кора континентального типа, разделенная глубинными разломами на геоблоки. В середине карелия под южной окраиной фундамента Сибирской платформы сформировался плюм, который функционировал пульсационно в течение длительного времени. В тектоносфере он распадался на ряд струй, приуроченных к глубоким расколам земной коры, разделявших геоблоки. Одним из таких расколов (зона Главного глубинного разлома), отделявший Чуй-

ский геоблок от другого геоблока фундамента (назовем его Западным), контролировалось формирование СБВП.

Зону Главного глубинного разлома можно рассматривать как ослабленную зону, где происходила разрядка тектонических напряжений, вызванных плюмом. К началу формирования пояса эта зона уже была сформирована и имела вид ломаной линии [Замараев, 1967]. В периоды активных вулканических процессов она представляла зону растяжения, по периферии которой возникали зоны сжатия.

8.2.1. ГЕОДИНАМИКА ПЕРВОГО ЦИКЛА

В иликтинское время (первая стадия) в регионе произошло первое проявление плюма, реализованное на юге пояса. Поднимавшийся плюм, достигнув тектоносферы, создал условия растяжения, реализованные в зоне Главного глубинного разлома. В результате возникли вытянутый вдоль глубинного разлома мелководный прогиб и раздвиги, по которым мантийная магма основного состава поступала на поверхность. В первый период происходили трещинные извержения. Во второй период они были сосредоточены на отдельных участках разлома, где возникли палеовулканические постройки центрального типа. Возможно, вспарывание разлома во втором периоде распространялось во времени с севера на юг.

Магма этого времени была слабо насыщена летучими компонентами, поэтому преобладали эффузивные извержения. Возможно, это обусловлено медленными раскрытиями подводящих каналов и магма успевала дегазировать до поступления в приповерхностные очаги. В конце иликтинского времени в результате прогрева коры возникли условия для генерации в небольших объемах магмы среднего и кислого составов.

Последовавшая затем деградация плюма сопровождалась сжатием, что привело к прекращению вулканических извержений, метаморфизму и складчатости. Интенсивность метаморфизма нарастала в восточном направлении, по мере приближения к зоне Даванского разлома. Остаточные порции потока легкоплавкого вещества в условиях амфиболитовой фации создали условия для генерации гранитной магмы кочериковского комплекса. По достижению определенного объема она внедрялась в вышележащие породы в менее метаморфизованные образования иликтинской свиты с признаками интенсивного механического интрузивного вмещающих образований. Комплекс характеризуется слабым проявлением гидротермально-эманационных процессов. Возможно, в начальный период формирования массивов этого комплекса сжатие было незначительным и потому газообразные продукты, привнося в магматический очаг некогерентные элементы, транзитом мигрировали к поверхности.

Во вторую стадию воздействие плюма проявилось в центральной части пояса, что привело к формированию большеминского вулканического и затем кутимского интрузивного комплексов. Вновь в условиях растяжения возник прогиб, в пределах которого по разломам магма стала поступать на поверхность. Для большеминского времени характерно практически непрерывное изменение состава магмы во времени от базальтового до риолитового. Это может быть обусловлено значительным поступлением легкоплавкого вещества и энергии из глубин Земли, в связи с чем магматический очаг постепенно мигрировал из мантии в кору и эволюционировал в гомодромной последовательности. Вулканические постройки большеминского времени расположены цепочкой, субпараллельной простиранию пояса. Это свидетельствует о преобладании условий простого раздвиг в субширотном направлении. Интенсивные поступления магмы приводили к «запечатыванию» магнеподводящих каналов, что сопровождалось смещением проявления плюма с севера на юг. После завершения вулканической деятельности из мантии продолжали поступать летучие компоненты, сопровождаемые рядом рудных элементов. В результате возникли участки метасоматически измененных и рудосодержащих образований.

В новый импульс воздействия плюма повторилась гомодромная последовательность развития магматического очага и сформировался кутимский трехфазный комплекс. Но его формирование протекало дискретно. Вначале магнегенерирующий очаг, который продуцировал магму основного состава, под воздействием привноса вещества из глубин Земли возник на уровне астеносферы. По достижении определенного объема магма стала перемещаться вверх. Достигнув гипабиссального уровня, она под давлением снизу по секущим и согласным со слоистостью вмещающих пород ослабленным зонам распространялась в вертикальном и горизонтальном направлениях, образуя дайки, силлы и лакколиты. При достижении равновесия между давлением снизу и сопротивлением среды магма стала кристаллизоваться с образованием зон закалки.

Под влиянием прогрева литосферы и привноса легкоплавкого вещества плюма магмагенерирующий очаг переместился в пределы земной коры, где формировалась магма гранодиоритового состава. Петрогеохимическое ее родство с породами первой фазы обусловлено единым составом потока вещества из мантии. На уровне становления в магматических камерах второй фазы началась дифференциация вещества с образованием в апикальных частях пород более кислого состава. Магма была обогащена газообразными веществами, которые проникали во вмещающие породы, привносили в них кремнекислоту, щелочи и сернистые соединения металлов с образованием метасоматитов и участков оруденения.

Третья фаза, вероятно, была во времени значительно оторвана от первых двух фаз, о чем свидетельствуют нарушения петрогеохимического родства с ними. По-видимому, за этот промежуток времени изменился состав привносимых плюмом компонентов. Сформировавшиеся магматические массы имели лейкогранитовый состав и были в значительной степени обогащены подвижными компонентами. Этим обусловлены процессы контаминации и значительные гидротермально-метасоматические изменения вмещающих образований. Как и в связи со второй фазой, во вмещающие породы поступали кремнезем, щелочи и сернистые соединения металлов. Высокие содержания хлора среди газообразных веществ способствовали переносу и отложению золота.

Гипабиссальный облик пород кутимского комплекса свидетельствует о глубине их становления в первые километры. Возможно, в период его формирования магматические камеры имели связь с поверхностью. Поступающая оттуда магма могла наращивать разрез большеминского комплекса, но возникшие вулканы в последующем были размыты.

В третью стадию воздействие плюма было сосредоточено на отрезке пояса между проявлениями первой и второй стадий, где возникли условия растяжения с образованием мелководного грабеноподобного прогиба. Характеризуется она относительным однообразием петрохимического состава магматических образований, что обусловлено последней пульсацией плюма, ограниченной только начальной стадией развития. При формировании баргундинского комплекса в процессе вулканических извержений магмагенерирующий очаг в слабой степени подпитывался легкоплавким веществом плюма, преобладала дифференциация магмы. Поэтому во времени дренировались все более глубокие уровни магмагенерирующего очага, откуда поступала магма вначале андезибазальтового, а затем базальтового составов. Условия последующего сжатия привели к формированию массивов татарниковского интрузивного комплекса. Эволюция его состава обусловлена подпиткой магмагенерирующего очага легкоплавкими компонентами деградирующего плюма.

Завершился первый цикл деградацией плюма. В результате возникли условия сжатия, регион испытал поднятие, а породы подверглись складчатости и метаморфизму. В породах цикла распространено северо-западное направление складчатости, под острым углом к простиранию пояса. Согласно [Гзовский, 1975], это обусловлено комбинацией сдвига со сжатием. Вектор напряжения для образования складок такого направления должен быть ориентирован северо-восток – юго-запад с правосторонней сдвиговой составляющей.

8.2.2. ГЕОДИНАМИКА ВТОРОГО ЦИКЛА

Во второй цикл после относительно длительного перерыва произошла реанимация мантийного плюма. К моменту начала его воздействия на тектоносферу регион представлял поднятую равнину, где проявлялись процессы выветривания, о чем свидетельствуют существенно кварцевые песчаники в основании разреза малокосинской свиты. В этот цикл, вероятно, существовал единый магмагенерирующий очаг, который эволюционировал пульсационно в гомодромной последовательности.

Магматические образования первого цикла были сосредоточены вдоль осевой части зоны Главного разлома. В результате внедрения и извержения большого объема магмы эта часть пояса стала монолитной. Поэтому растяжение второго цикла в основном реализовывалось по периферии пояса, а осевая его часть существовала в виде сводово-блокового относительного поднятия, разделенного на отдельные горсты.

В первую стадию плюм проявился вдоль осевой части пояса. Поток легкоплавкого вещества и энергии плюма, достигнув уровня астеносферного слоя, стал генерировать базальтоидную магму. Растущий магматический резервуар, расширяясь по латерали, привел к растяжению верхних уровней коры. В результате возник относительно узкий (10-15 км) и протяженный (до 270 км) грабеноподобный прогиб. Поперечными разломами он был разбит на блоки с разной амплитудой опускания, что указывает на неравномерное распределение сил растяжения. На западе опускание его днища было

более интенсивным, что обусловлено, по-видимому, более интенсивным отодвиганием Западного геоблока.

Возникшая магма основного состава по расколам в днище прогиба устремилась к поверхности. Под ее давлением днище прогиба испытало некоторое поднятие, сопровождаемое накоплением более тонкообломочного материала.

На юге вулканические извержения контролировались разломами, субпараллельными простиранию пояса и были трещинами простого раздвига (рис. 8.1). В центральной его части, вулканические извержения в основном контролировались разломами, ограничивающими вулкано-тектонические горсты. На севере они имели северо-западное простирание, что объясняется левосторонними сдвиговыми напряжениями, возникшими в результате отклонения зоны Главного глубинного разлома к северо-востоку. Следовательно, в малокосинское время в зоне пояса в результате раздвижения геоблоков в субширотном направлении преобладали условия растяжения, на отдельных участках в комбинации с левосторонними сдвиговыми напряжениями. Амплитуда растяжения, реализованная в прогибании и подводящих каналах, не превышала 1-2 км.

Во вторую и третью стадии возникли специфические геодинамические условия, когда образовались большие массы магмы однообразного состава, которая в короткий промежуток времени поступила в приповерхностные уровни и на поверхность. Для этого должна была какое-то время существовать относительно спокойная тектоническая обстановка и жесткая земная кора значительной мощности. Характерна низкая эксплозивная активность, что связано с низкими содержаниями газообразных веществ в магме перед ее извержением. По-видимому, плюм этого времени имел специфический состав, богатый кремнием и щелочами (преимущественно калия) и обедненный легколетучими компонентами. Либо газообразные вещества в условиях относительно спокойной тектонической обстановки проходили транзитом через магматический очаг и по зонам трещиноватости в жесткой коре уходили в атмосферу.

В куленянское время под воздействием плюма возник магматический очаг, который разрастался по горизонтали, что сопровождалось формированием прогиба. Вначале прогиб заполнялся терригенным материалом, сносимым с бортов прогиба. Затем расколы в днище достигли магматической камеры, начались небольшие выбросы туфов. В это время формировался приповерхностный магматический резервуар, где началась кристаллизация магмы с образованием фенокристаллов. Его разрастание сопровождалось некоторым поднятием днища прогиба. Под воздействием давления магмы в днище прогиба возникли и стали расширяться многочисленные субпараллельные трещины-раздвиги, по которым магма из приповерхностных камер быстро перемещалась на поверхность, образуя лавовые бассейны. Опорожнение приповерхностных магматических камер компенсировалось проседанием днища прогиба, которое усиливалось давлением магматических масс, поступивших на поверхность. По достижении равновесия между давлением магмы снизу и излившихся масс сверху остаточные ее массы внедрялись во вмещающие породы, с образованием субвулканических тел. Вулканиды не полностью компенсировали опускание, так как продолжали действовать и тектонические силы растяжения, что сопровождалось накоплением в краевых частях прогиба параллельно с вулканидами терригенных отложений.

После завершения формирования лавовых бассейнов остаточные порции магмы из разноглубинных магматических очагов устремились к поверхности. Мощные монолитные толщи вулканидов и субвулканических тел препятствовали вулканическим извержениям и выделениям газовой составляющей из магмы. Поэтому они проявлялись лишь по периферии лавовых бассейнов, часто имели эксплозивный характер. По мере прекращения вулканических извержений продолжавшееся проседание прогиба компенсировалось осадками, сносимыми с бортов прогиба. Зернистость осадков во времени возрастала, что говорит о нарастании превышения бортов над его днищем. Западный борт был более поднят, чем восточный, поэтому на западе прогиба накапливались более грубозернистые отложения.

Структуры растяжения (подводящие каналы, вулканические постройки, вулкано-тектонические структуры) куленянского времени располагаются относительно зоны Главного разлома (зоны рассеянного сдвига) с отклонением их вправо на 10-20° (рис. 8.2). Такая ориентировка определяет существование в куленянское время правосдвигового напряжения в комбинации с растяжением в центре пояса и со сжатием на его юге и севере. Это обусловлено относительным перемещением Западного геоблока к северу и определило приуроченность вулканических проявлений к центральной части пояса. Правосторонние сдвиговые напряжения определили и асимметрию в продольном строении вулкано-тектонических структур с острыми северными окончаниями и широкими, почти прямолинейными – южными, ограниченными поперечными разломами левосдвигового характера, по кото

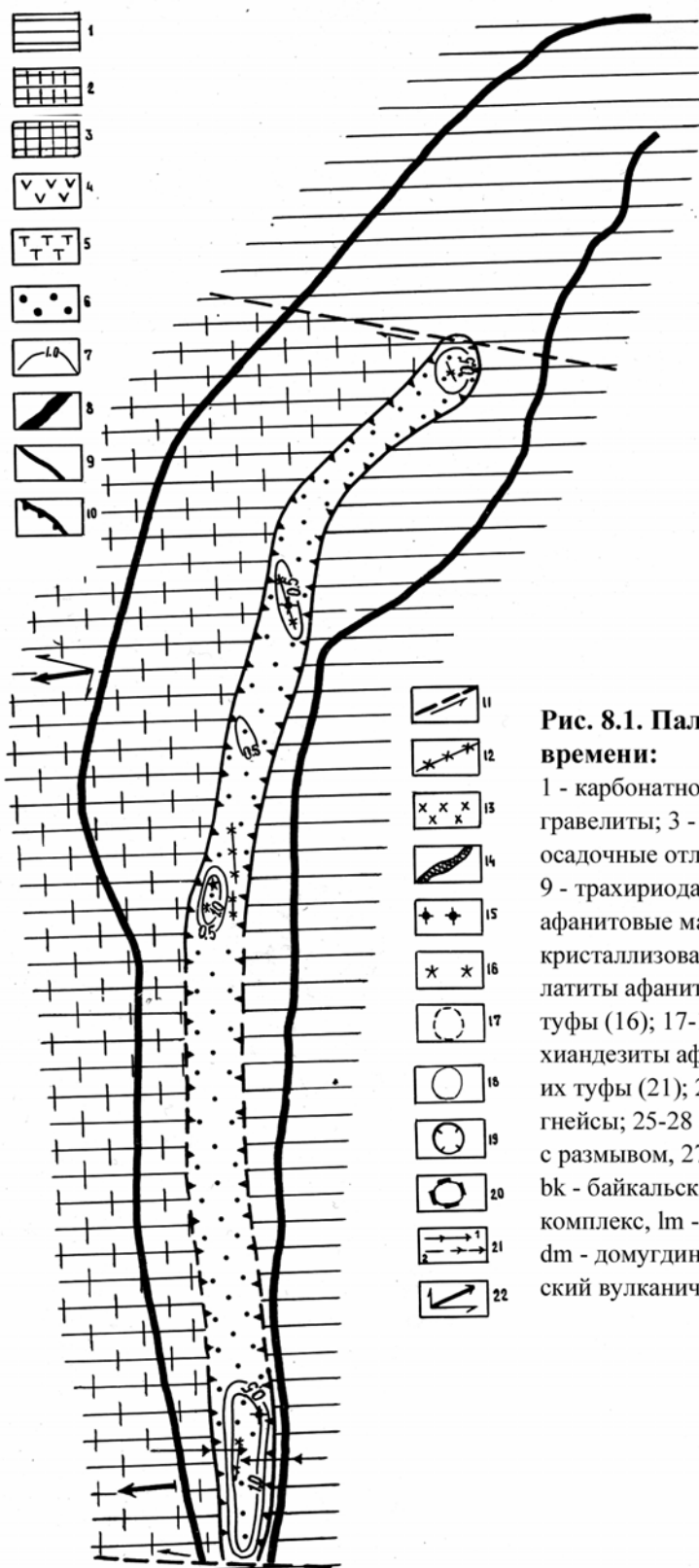


Рис. 8.1. Палеотектоническая схема малокозинского времени:

1 - карбонатно-терригенные породы; 2 - конгломераты и гравелиты; 3 - песчаники; 4 - алевролиты; 5 - туфогенно-осадочные отложения; 6-7 - риодациты (6), их туфы (7); 8-9 - трахириодациты (8), их туфы (9); 10-13 - трахидациты афанитовые массивные (10) и миндалекаменные (11), раскристаллизованные (12), их туфы (13); 14-16 - кварцевые латиты афанитовые (14), раскристаллизованные (15), их туфы (16); 17-18 - латиты (17) и их туфы (18); 19-21 - трахиандезиты афанитовые (19), раскристаллизованные (20), их туфы (21); 22-23 - базальты (22), их туфы (23); 24 - гнейсы; 25-28 - контакты: 25 - с угловым несогласием, 26 - с размывом, 27 - с местными перерывами, 28 - согласные; bk - байкальская серия, cs - чайская свита (вулканический комплекс, lm - ламборский вулканический комплекс; hb - dm - домугдинский вулканический комплекс; kl - куленянский вулканический комплекс; mk - малокозинская

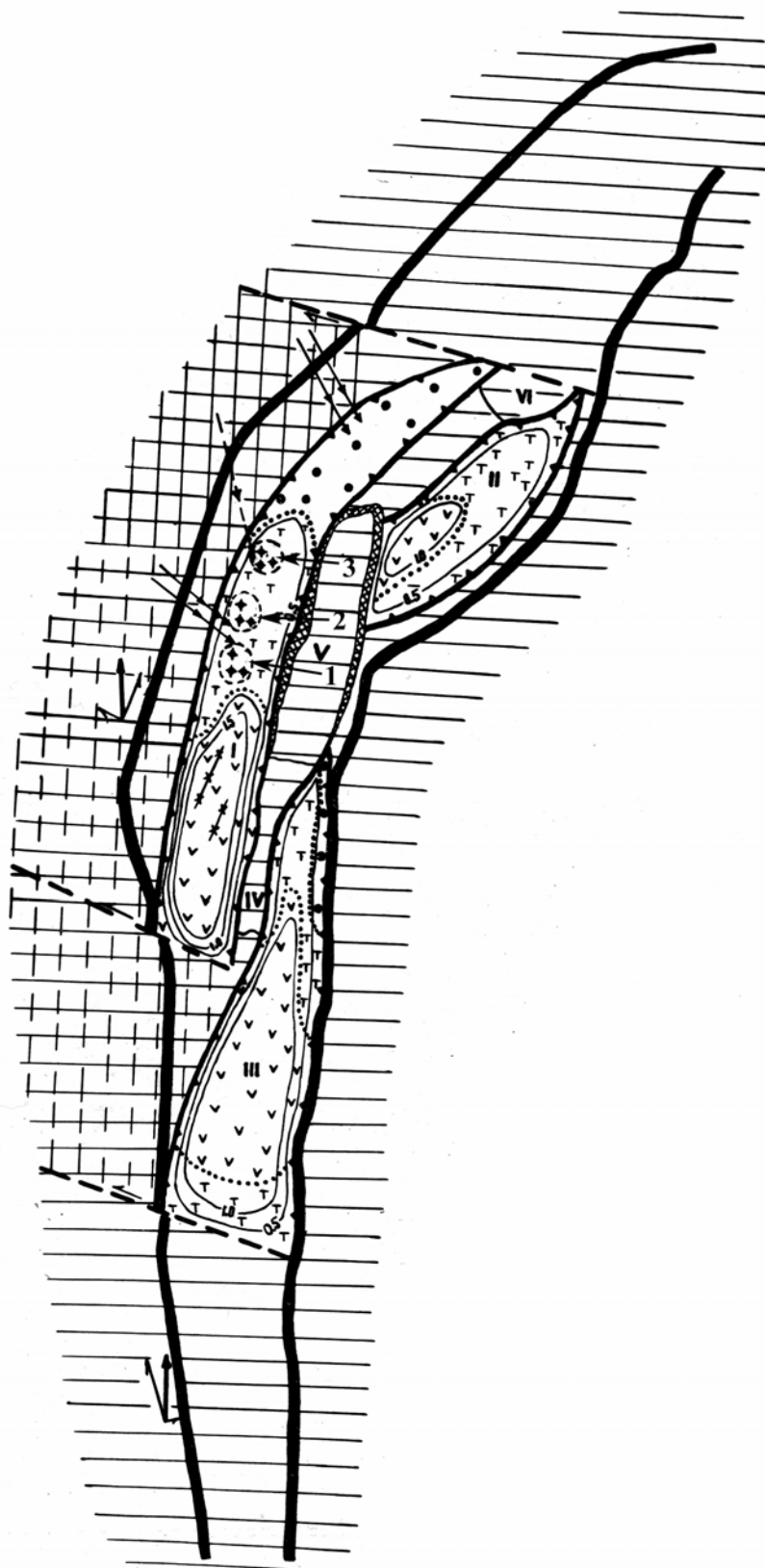


Рис. 8.2. Палеотектоническая схема куленянского времени:

условные обозначения см. рис. 8.1;

вулcano-тектонические депрессии: I – Куленянская, II – Левокутимская, III – Кунерминская;

вулcano-тектонические горсты: IV – Окунайский, V – Большеминский, VI – Великандинский;

вулканы: 1 – Пихтовый, 2 – Черепаниховский, 3 – Озерный

рым реализовались шарнирные раздвиговые напряжения. По ширине подводящих каналов в южных частях ВТД и амплитуде прогибания можно приближенно установить масштабы раздвигов. Для лавовых бассейнов ширина подводящих каналов определяется в пределах 0,5-1,0 км, количество подводящих каналов в наиболее широкой части предположительно 5-6. Кроме того, раздвиг, выраженный в прогибании, составляет около 1 км. Следовательно, величина раздвиг в южных, наиболее широких частях ВТД не превышала 4-6 км. Сдвиговая составляющая в виду шарнирного характера раздвиг была меньше амплитуды растяжения.

При формировании лавовых бассейнов периферийная магматическая камера должна была располагаться на глубине в первые километры, так как только близповерхностное ее расположение и резкое раскрытие магмоподводящих каналов могли создать условия для возникновения лавовых бассейнов. О близповерхностном расположении магматических камер свидетельствует также синхронность извержений прогибанию днища ВТД и близкие соотношения амплитуды этих опусканий и мощности вулканитов. Заполнение подводящих каналов магмой и внедрение больших ее объемов в подстилающие лавовые бассейны породы «залечили» магмоподводящие разломы, в результате чего они в дальнейшем уже не функционировали как разрывные нарушения.

Остаточные магматические массы не смогли преодолеть монолитную массу лавовых бассейнов и внедрились в нижние части его разреза и более древние породы с образованием массивов дельбичиндинского комплекса. Приуроченность его интрузивных тел к плоскостям отслоения с образованием многоэтажных силлов свидетельствуют о внедрении магмы в условиях растяжения. Возникшие затем условия сжатия сопровождались метаморфизмом зеленосланцевой фации. Эти процессы сопровождались поднятием региона и частичным размывом сформировавшихся пород.

В домугдинское время после относительно небольшого перерыва в магмагенерирующем очаге возникли условия для генерации трахидацитовой магмы. Формирование домугдинского комплекса происходило в таких же условиях, как и куленянского под воздействием комбинации раздвиг со сдвигом. По отклонению простирания структур растяжения к северо-западу от простирания зоны Главного разлома определяются правсдвиговые напряжения. Но основные тектоно-магматические процессы сместились в северную часть пояса (рис. 8.3). Это смещение объясняется некоторым разворотом основного вектора тектонического напряжения к северо-востоку, связанным с изменением движения геоблоков.

Зоной растяжения стала северо-восточная часть зоны Главного разлома и произошло наращивание пояса в этом направлении. Южнее, на меридиональном его отрезке, направление вектора основного тектонического напряжения обусловило сжатие, с чем связано сокращение интенсивности вулканической деятельности в этом направлении. Распространение вулканических процессов в домугдинское время к югу было ограничено и полями развития магматических образований куленянского комплекса, превративших зону Главного разлома на субмеридиональном отрезке в труднопроницаемую структуру. Результатом этого явилось расщепление Кутимской ВТД на юге на две ветви, огибающие осевую, наиболее насыщенную вулканитами северную часть Куленянской ВТД.

На северо-востоке зона растяжения домугдинского времени была ограничена поперечным разломом, зафиксированном по геофизическим данным в бассейне р. Чаи. Он прослеживается в северо-западном направлении за пределы пояса. По-видимому, в домугдинское время этот разлом ограничивал смещавшийся Западный блок. Прямолинейные южные ограничения и асимметричное строение ВТД обусловлены поперечными левосторонними сдвигами, образующими с раздвигами динамопары. По этим сдвигам происходили шарнирные раздвиговые движения.

Таким образом, по расположению, конфигурации и строению структур растяжения, приуроченности вулканической активности к определенному участку зоны Главного глубинного разлома, сочетанию раздвигов со сдвигами, соотношению участков растяжения и сжатия определяется направление вектора главного тектонического напряжения в домугдинское время близкое к северному.

Перемещение блоков фундамента платформы относительно друг друга, связанное с расширяющим воздействием плюма, привело к заложению прогиба, состоящего из нескольких ВТД. Начальный импульс растяжения проявился весьма резко, что привело к образованию обрывистых уступов в рельефе по разломам, которые ограничивали возникшие депрессии. Затем некоторое время существовали относительно стабильные условия, что привело к формированию обширной приповерхностной магматической камеры. Возможно, это обусловлено кратковременным возвратным движением геоблоков, создавшим условия сжатия. В этих условиях происходило выполаживание рельефа, газообразные вещества из магматической камеры просачивались на поверхность, что сопровождалось небольшими выбросами туфов, в магме началось образование фенокристаллов и некоторая ее дифференциация по составу.

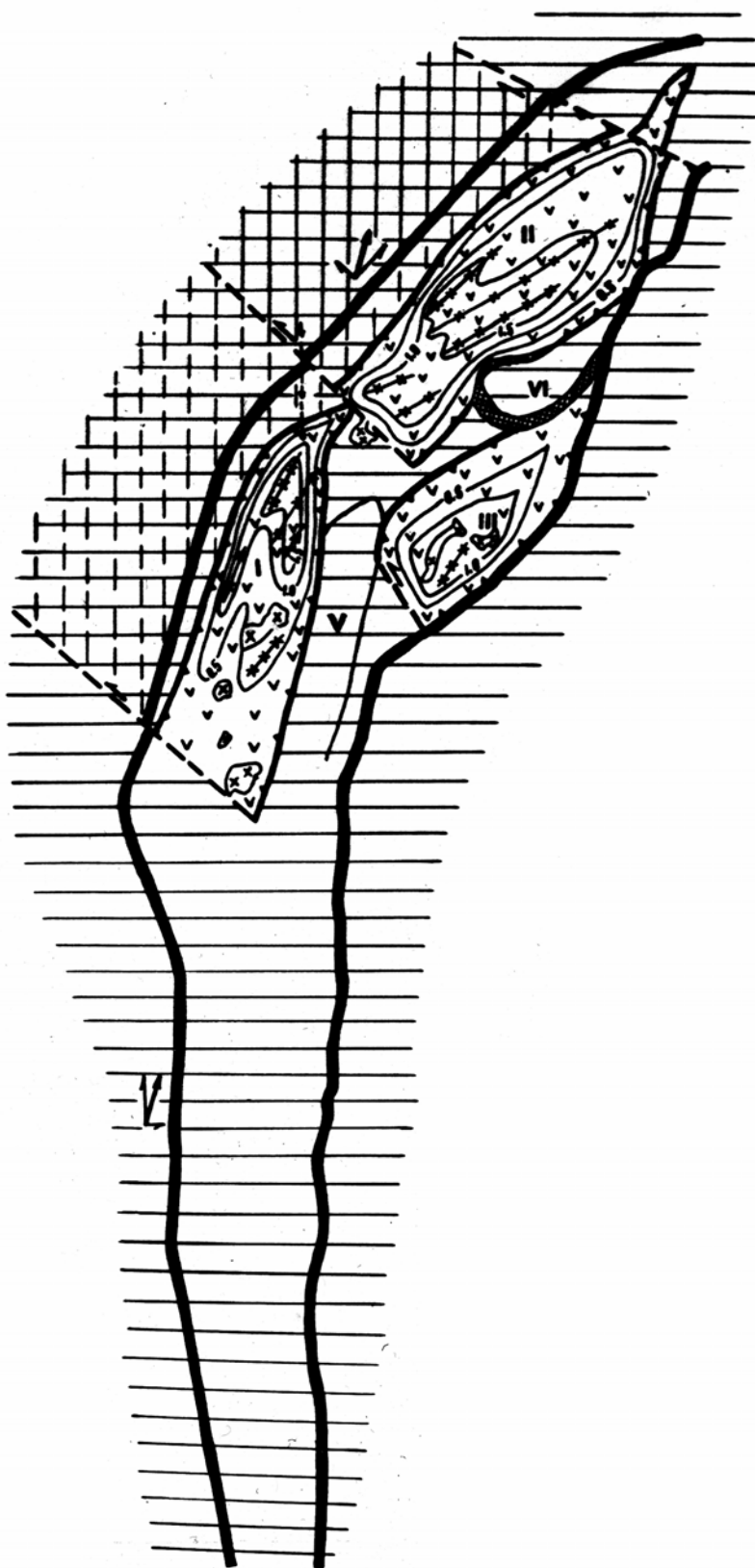


Рис. 8.3. Палеотектоническая схема домугдинского времени:

условные обозначения см. рис. 8.1;

вулcano-тектонические депрессии (лавовые бассейны): I – Кутимская, II – Рассохинская, III – Малоакитканская;
вулcano-тектонические горсты: V – Большеминский, VI – Великандинский

Мощный импульс растяжения привел к образованию в днищах депрессий многочисленных расколов, по которым магма устремилась на поверхность. Поступление магмы из приповерхностной камеры на поверхность под давлением излившихся масс и освобождением пространства в магматических камерах сопровождалось синхронным проседанием дна депрессий. Это способствовало выдавливанию магмы из магматической камеры и сохранению субгоризонтальной поверхности формирующихся лавовых бассейнов. Магма, в свою очередь, поступая на поверхность, формировала мощную экструзивно-лавовую толщу, препятствующую этому выдавливанию. Так продолжалось до тех пор, пока силы давления извергнутых масс сверху и поднимающейся магмы снизу не были уравновешены. Остаточные порции магмы не могли преодолеть сопротивление вышележащих масс и под их давлением внедрялись в подстилающие лавовые бассейны осадочные отложения с образованием субвулканических массивов. Во второй этап магма поступала из более глубоких горизонтов магматической камеры с образованием субвулканических тел трахиандезитового состава.

По завершении формирования лавовых бассейнов продолжавшееся проседание днища депрессий компенсировалось накоплением туфогенно-терригенных отложений. По распределению грубообломочных отложений устанавливается привнос обломочного материала с запада, северо-запада, где и была расположена, по-видимому, наиболее поднятая область.

В хибеленское время под воздействием плюма после некоторой паузы возникли благоприятные условия для образования магмы риодацитового состава. Возникшие магматические массы воздействовали на верхние уровни тектоносферы с раздвижением геоблоков.

Распределение вулканических проявлений в южной половине пояса (рис. 8.4) обусловлено вектором тектонического напряжения, связанным с направленным воздействием плюма, когда наибольшее растяжение было сосредоточено на участке отклонения зоны Главного разлома к западу. Преимущественная ориентировка структур растяжения с отклонением к северо-западу от простирания зоны Главного разлома, то есть против часовой стрелки, определялось существованием левосторонних сдвиговых напряжений. Прямолинейные северные окончания ВТД обусловлены поперечными правосторонними сдвигами, образующими тектонопары с зонами растяжения. Более широкие северные окончания свидетельствуют о шарнирном характере растяжения. С шарнирными раздвигами связаны и большие масштабы вулканических проявлений в северных частях депрессий. Отсутствие вулканических проявлений в северной части пояса связано с преобладанием здесь условий сжатия.

Значительное влияние на распределение вулканической активности оказывало также предшествующее развитие пояса, когда после куленьянского и домугдинского времени, в результате формирования лавовых бассейнов, внедрения крупных субвулканических и гипабиссальных интрузивов, в центральной части пояса возникли условия, трудно проницаемые для магмы. Поэтому здесь вулканическая деятельность хибеленского времени проявилась только в относительно узких зонах вдоль разломов по периферии вулкано-тектонических горстов.

В результате первичного импульса растяжения заложились Ирельская ВТД, где вначале накапливались терригенные отложения. Затем сформировалась приповерхностная магматическая камера, откуда магма пульсационно поступала на поверхность с образованием экструзивно-лавовых тел. Остывающая магма «залечивала» подводящие каналы. Следующий импульс растяжения приводил к образованию подводящих каналов уже на новом месте, несколько сдвинутом относительно предыдущего извержения. Экструзивно-лавовые извержения сопровождалось синхронными проседаниями днища депрессии. В результате поверхность в пределах ВТД оставалась близко горизонтальной. Поэтому в периоды затухания вулканических извержений продолжали накапливаться терригенно-глинистые отложения. В магме был сосредоточен значительный объем газообразных веществ, что способствовало в промежутки между экструзивно-лавовыми извержениями проявлению эксплозий.

Маломинская ВТД заложились на окраине вулкано-тектонического горста, то есть в более жестких структурных условиях. Поэтому магматическая камера была расположена, по-видимому, несколько глубже и проседание днища депрессии было связано с ее опустошением лишь в общих контурах. В центральной части депрессии магматические массы при движении к поверхности поднимали верхние горизонты земной коры, образуя вулкано-купольное поднятие.

В Кедровской ВТД вулканические постройки расположены на несколько разобобщенных участках. Возможно, это связано с проявлением здесь условий простого сдвига, который сопровождался образованием эшелонированных структур растяжения.

Таким образом, приуроченность активного вулканизма к определенному участку зоны Главного разлома, расположение, форма, внутреннее строение структур растяжения, их соотношения со сдвиговыми деформациями и структурами сжатия свидетельствуют о существовании в хибеленское время условий растяжения с левым сдвигом, возникших в результате ориентировки вектора главного тектонического напряжения в юго-юго-западном направлении.

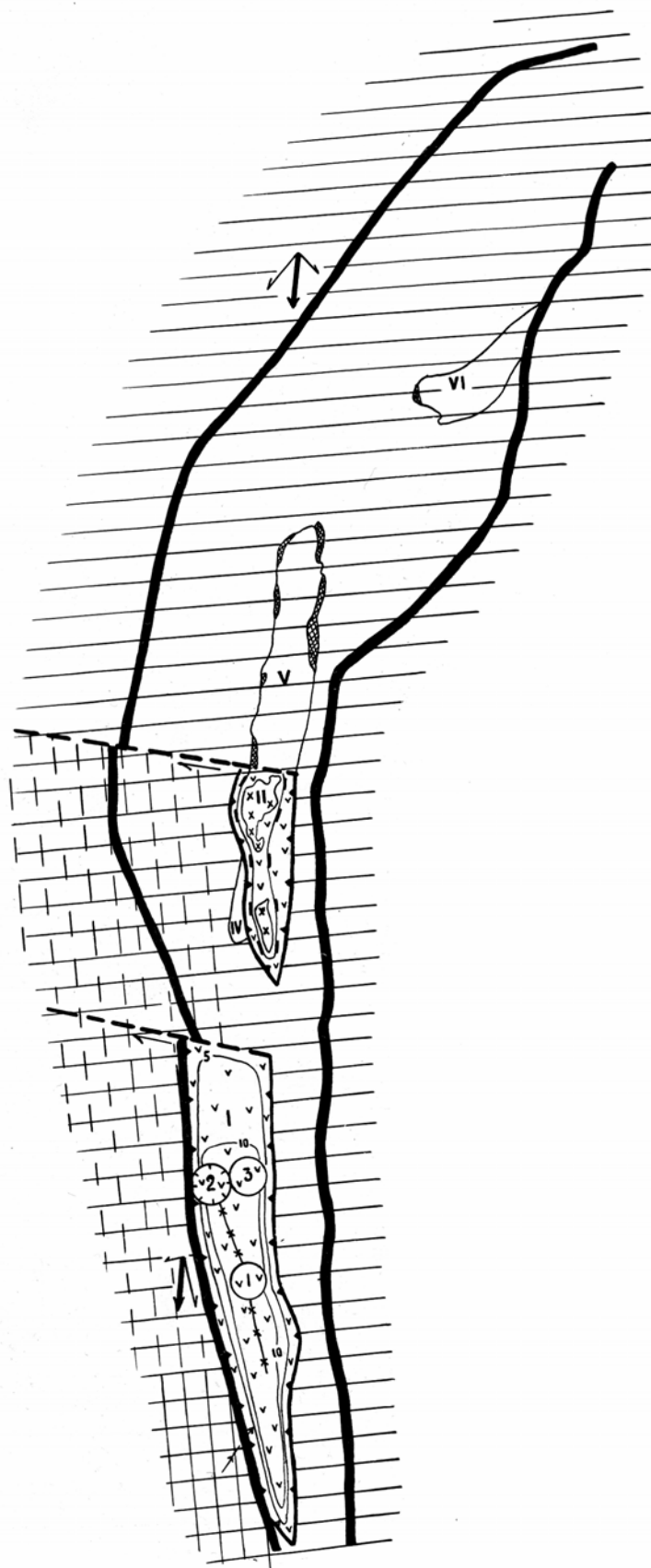


Рис. 8.4. Палеотектоническая схема хибеленского времени:

условные обозначения см. рис. 8.1;

вулcano-тектонические депрессии: I – Ирельская, II – Маломинская;

вулcano-тектонические горсты: IV – Окунайский, V – Большеминский, VI – Великандинский;

палеовулканы: 1 – Верхнеирельский, 2 – Ошеконский, 3 – Рельский

Интрузивы яральского комплекса использовали при внедрении разрывные нарушения, возникшие при формировании вулканических структур хибеленского времени, и плоскости отслоения с образованием согласных тел, что свидетельствует о внедрении их в условиях растяжения. Растяжением же можно объяснить часто встречающуюся угловатую форму контактов, подчиненную крутопадающим системам трещин [Плюсин, 1971].

Породы яральского комплекса комагматичны вулканитам хибеленского комплекса. Они представляют, по-видимому, порции магмы, которая продолжала генерироваться под влиянием плюма. Породы яральского комплекса на одинаковом с вулканитами хибеленского комплекса современном эрозионном срезе имеют гипабиссальный облик, возникающий при кристаллизации магмы на глубинах первых километров. Следовательно, к периоду его внедрения выходящие на современной поверхности породы хибеленского комплекса были перекрыты толщей мощностью в первые километры, которая и служила кровлей для интрузивов яральского комплекса. Возможно, это были вулканогенные образования, связанные с магматической камерой яральской интрузии.

В метаморфогенно-метасоматическую стадию в условиях сжатия формировались зоны метаморфизма и палингенно-метасоматические гранитоиды (зоны смятия). Выделяется два периода проявления этих процессов, временной промежуток между ними остается неясным.

В первый период интенсивность и площадь проявления процессов изменения пород проявились более широко. Как показали ряд исследователей [Замараев, 1967; Мазукабзов, 1970, 1977; Наумов, 1974 и др.], основные разломы, с которыми связаны зоны смятия, являлись взбросами в комбинации с левосторонним сдвигом. Возникли они в результате смещения Сибирской платформы (Западного геоблока) на юго-восток [Хренов, 1971; Древняя..., 1975]. Такие движения явились результатом деградации плюма и возвратного движения геоблоков после их расхождения в предшествующее время. Сжатие приводило к динамометаморфическим изменениям пород и препятствовало движению вещества и энергии плюма к поверхности. В результате динамометаморфизованные породы прогревались, подвергались бластезу и щелочно-кремнистому метасоматозу с образованием по разному субстрату относительно однообразных пород гранитоидного состава (даванского комплекса). Наиболее интенсивные изменения произошли в зоне Даванского глубинного разлома, на границе пояса с Чуйским геоблоком. К западу от Даванского глубинного разлома интенсивность этих процессов уменьшалась. В зоне Савкинского разлома она неравномерно возрастала, но в меньшей степени, чем в зоне Даванского разлома, а затем вновь волнообразно убывала.

На удалении от зон глубинных разломов породы подверглись расланцеванию, которое, по мере приближения к ним, сменялось гнейсацией. Простираение директивных структур отклоняется от простирания пояса на 20-30° вправо, что возможно лишь при давлении по направлению северо-запад – юго-восток (рис. 8.5). По замерам директивных структур определяется встречное движение геоблоков: Чуйский геоблок по Даванскому разлому перемещался к северо-западу, а Западный по Савкинскому – к юго-востоку.

На северных ограничениях жестких структур – вулканно-тектонических горстов четко видно облекание их гнейсовидностью в окружающих образованиях и взбросо-надвигах. Это обусловлено, по-видимому, некоторой инертностью горстов относительно общего левостороннего сдвига. Сдвиговые и сжимающие напряжения на границах этих структур получали некоторую разрядку с образованием структур облекания.

Согласно [Гзовский, 1975, рис 31 д], при сдвиге со сжатием трещины отрыва образуют с плоскостью нарушения угол более 45°. Отклоняются они в сторону, противоположную сдвиганию. Это наблюдается и в рассматриваемом регионе. Зоны глубинных разломов сопровождались образованием оперяющих разломов северо-западного простирания, по которым палингенно-метасоматические процессы (вещество и энергия плюма) распространялись к западу.

При сжатии происходило сокращение ширины пояса, поднятие региона и денудация слагающих его образований. Предполагаемая амплитуда надвигания масс на жесткие блоки в добайкальский период составила 2-4 км. Такая же амплитуда перемещения породных масс была, по-видимому, и по основным (Даванскому и Савкинскому) разломам. Следовательно, общее сокращение ширины пояса в этот период составляло не менее 4-8 км.

Во второй период возникли палингенно-метасоматические гранитоиды, огнёвского (?) и бирского комплексов, не затронутые наложенными процессами. Огнёвский комплекс представлен относительно изометричными массивами на западе центральной части пояса. Контролируются они разломами, согласными с простиранием пояса с некоторым отклонением к северо-востоку.

Бирский комплекс распространен только в зоне Даванского разлома. Его образованию предшествовали милонитизация и катаклаз, наложенные и на породы даванского комплекса. В после-

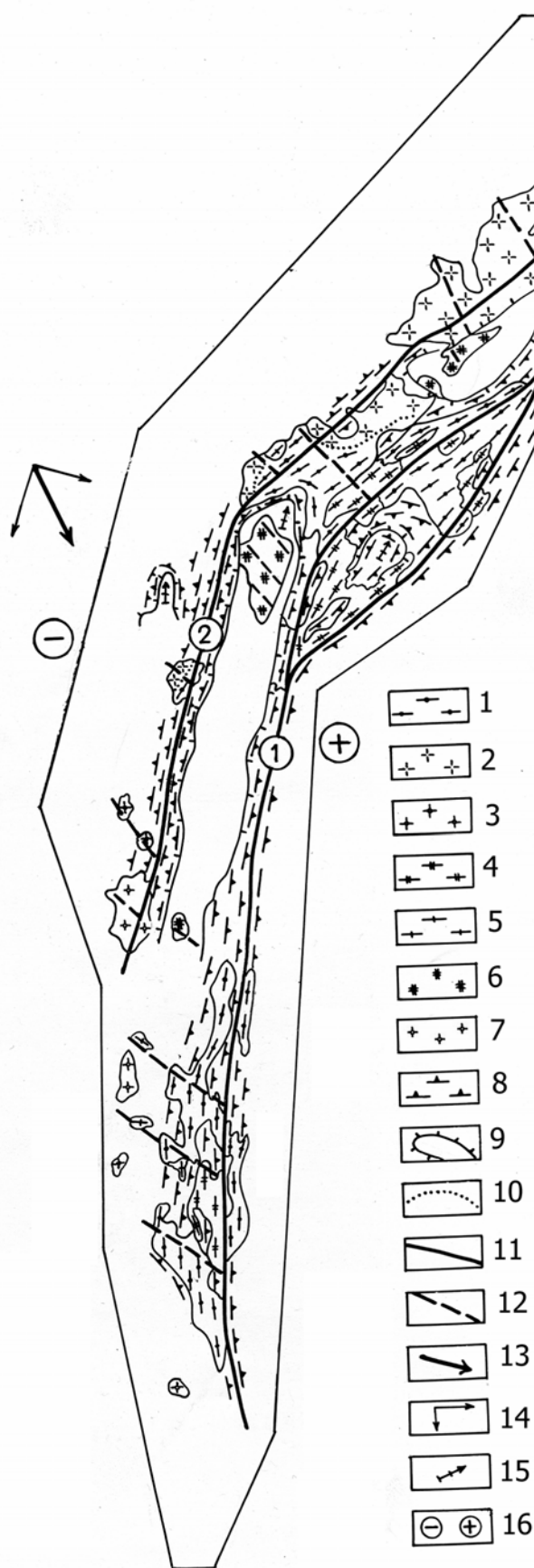


Рис. 8.5. Палеотектоническая схема даванского времени:

1-6 – даванский комплекс с преобладанием:
 1-3 – гнейсо-гранитов мезократовых автохтонных (1), лейкократовых автохтонных (2) и лейкократовых аллохтонных (3); 4-5 – гранитов порфириобластовых (4) и равномернозернистых (5); 6 – в пределах распространения пород первого цикла формирования пояса (вулcano-тектонических горстов); 7 – огнёвский комплекс, лейкограниты; 8 – генерализованное залегание гнейсовидности; 9 – взбросо-надвиги; 10 – фациальные границы; 11 – оси зон глубинных разломов (1 – Даванского, 2 – Савкинского); 12 – оперяющие разломы; 13-14 – вектор главного тектонического напряжения (13) и его составляющие (14); 15 – направление относительного движения устойчивых блоков; 16 – опущенный (а) и поднятый (б) геоблоки

дующем динамометаморфизованные образования подверглись метаморфизму амфиболитовой фации, бластезу и метасоматическим воздействиям с образованием, в конечном счете, лейкогранитов. Директивные структуры этого периода располагаются согласно с планом директивных структур даванского времени и, вероятно, обусловлены одинаковым с ними вектором тектонического напряжения.

8.2.3. ГЕОДИНАМИКА ТРЕТЬЕГО ЦИКЛА

К началу третьего цикла формирования пояса зона Главного глубинного разлома в основном представляла жесткую структуру, спаянную большими вулканическими и субвулканическими массами, а также палингенно-метасоматическими образованиями. Разломы предшествующих циклов в основном были «залечены» магматическими массами, а «залеченный разрыв практически не влияет на напряжения, деформации и последующие разрывы» [Гзовский, 1975, с. 405]. Лишь разлом, ограничивающий вулкано-тектонический прогиб второго цикла с запада (Передовой глубинный разлом), оставался ослабленной зоной. Регион представлял слаборасчлененную равнину, где активно проявлялись процессы выветривания.

В ламборское время в результате новой регенерации плюма зона Главного разлома снова стала ареной растяжения, которое реализовалось в зоне Передового разлома. Здесь возникли трещины отрыва, которые служили подводными каналами для вулканических извержений и сформировались ВТД (рис. 8.6).

Формирование депрессий ламборского времени началось с проседания днища и заполнения их терригенными отложениями – продуктов перемыва кор выветривания, которые быстро сменились вулканогенными. Вулканические извержения контролировались преимущественно раздвигами в днищах депрессий. Магматические камеры, из которой магма поступала на поверхность, были расположены относительно глубоко, что препятствовало быстрой потере летучих компонентов. Поэтому вулканические извержения часто носили взрывной характер с образованием положительных форм рельефа внутри депрессий. В связи с относительно глубоким расположением питающей магматической камеры, погружение днища депрессий только в общем компенсировалось ее опустошением, а в основном происходило под влиянием тектонических сил – производных глубоко расположенной части плюма. Лишь на отдельных участках, над выступами магматических камер возникали кальдеры проседания.

Вулканическая деятельность протекала относительно длительное время вдоль единых подводных каналов и имела выраженный дискретный характер. Антидромное изменение состава магмы вначале свидетельствует о преобладании процессов дифференциации в питающей магматической камере. Верхние ее части поставляли магму трахириолитового состава. В результате дренирования более глубоких ее уровней состав магмы становился все более основным вплоть до латитового. Это был период максимального проявления вулканических процессов, завершившийся внедрением субвулканических тел монцонитоидов. В конце ламборского времени приток из глубин в магматическую камеру лейкократового вещества преобладал над дифференциацией, что привело к генерированию магмы более кислого состава. Завершала формирование ламборского комплекса интенсивная гидротермальная деятельность с образованием полей метасоматитов разнообразного состава, уранового и сульфидного оруденения, обусловленная поступлением флюидов из глубоких частей плюма.

По соотношению вулканических и терригенных отложений и их фациальному составу устанавливается, что скорость погружения дна депрессий была непостоянная. Она резко возрастала в периоды интенсивных извержений. Поэтому с вулканиками ассоциируют не только вулканомиктовые терригенные отложения, но и отложения экзотического состава за счет сноса обломочного материала с бортов прогиба. В периоды сокращения масштабов вулканических извержений, связанных с истощением плюма, процессы растяжения по инерции еще действовали какое-то время, днище впадин продолжало опускаться. Это способствовало быстрому захоронению, соответственно, сохранению вулканических построек. Затем скорость опускания быстро уменьшалась, грубообломочные отложения пролювиально-аллювиальных фаций сменялись мелкозернистыми аллювиально-озерными. В новый импульс вулканических извержений процесс повторялся. Такие соотношения вулканогенных и терригенных отложений свидетельствуют о преобладании тектонического фактора в формировании отрицательных структур, как глубинного воздействия плюма, над близповерхностным.

Постоянный привнос терригенного материала в отрицательные структуры с запада и северо-запада свидетельствуют о существовании там поднятия, а грубообломочные отложения - о крутых бортах отрицательных структур. Приуроченность вулканической деятельности к северо-восточному участку зоны Главного разлома и отклонение структур растяжения вправо от ее простираения связаны

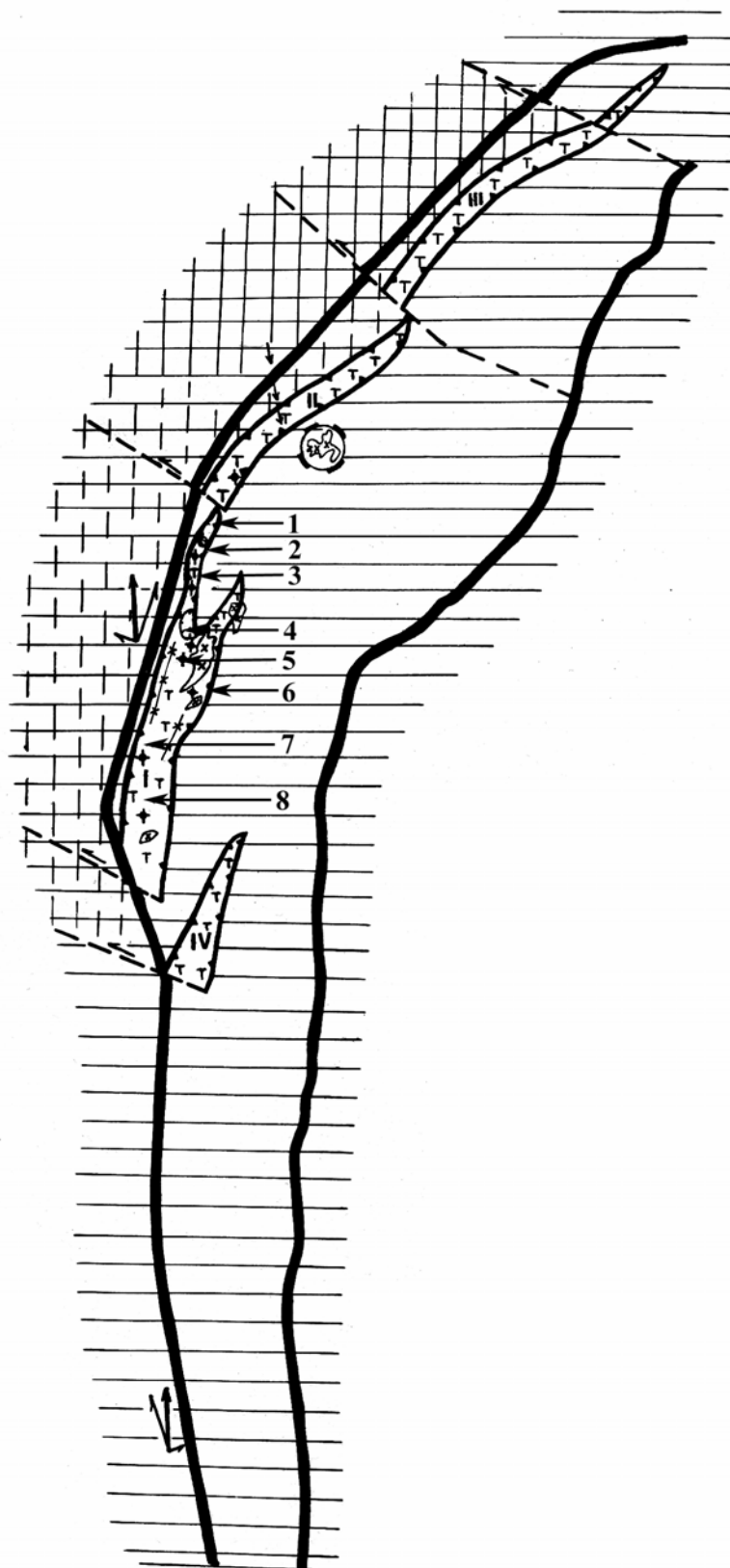


Рис. 8.6. Палеотектоническая схема ламборского времени:

условные обозначения см. рис. 8.1;

вулcano-тектонические депрессии: I – Ламборская, II – Таловская, III – Чечуйская, IV – Умбельская;
 1-8 – полигенные вулканы Гольцово-Савкинского палеовулканического хребта: 1 – Правогольцовский,
 2 – Устьгольцовский, 3 – руч. Комариного, 4 – Верхний, 5 – р. Ревуньи, 6 – р. Мини, 7 – Куленянский,
 8 – Савкинский

с правосдвиговыми напряжениями. Расширение южных частей депрессий, прямолинейные их окончания, более мощные извержения на этих участках обусловлены шарнирным раздвигом по поперечным левосторонним сдвигам. Слабое развитие вулканических извержений на юге пояса объясняются существованием здесь условий сжатия.

Расположение, форма и строение структур растяжения, характер соотношения их со сдвигами, расположение области сжатия свидетельствуют о том, что вектор главного тектонического напряжения в ламборское время был направлен к северо-северо-западу в связи с перемещением прилегающего Западного геоблока Сибирской платформы в этом направлении.

В чайское время реализовалось последнее проявление плюма в пределах СБВП. В основном была унаследована палеотектоническая обстановка ламборского времени (рис. 8.7), но, ввиду истощения плюма, магматическая деятельность проявилась в незначительных масштабах. Главное воздействие плюма выразилось в тектонических движениях. Возникшие под его воздействием условия растяжения привели к образованию прогиба, унаследованного от ламборского времени с некоторым смещением к северо-западу. Перерыв между формированием ламборского комплекса и чайской свиты был кратковременным и потому полной нивелировки рельефа не произошло. Вначале накапливались терригенные полимиктовые отложения. С запада поступали преимущественно обломки пород гранитоидного состава, с востока - вулканомиктового. Выше по разрезу вулканомиктовый материал почти полностью исчезает и появляется только в период вулканических извержений. Такое соотношение вулканомиктового и экзотического терригенного материала свидетельствует о преобладающем привносе его с северо-запада, где располагалось поднятие. Это подтверждается и палеогеографическими данными.

Формирование прогиба чайского времени началось с резкого, но неравномерного проседания днища прогиба по разломам. На северо-западе прогиба оно было более резким, поэтому здесь в основании разреза чайской свиты залегают чаще всего валунные конгломераты. На юге опускание было более плавным с накоплением мелкозернистых осадков преимущественно озерного типа. Изменение зернистости терригенных отложений слабо выраженного ритмичного характера свидетельствует о пульсационном изменении интенсивности опускания дна прогиба.

Под влиянием поднимающейся магмы в среднечайское время произошло некоторое выполаживание рельефа, осадки стали более тонкозернистыми, частично озерными. Вулканические процессы протекали на разных участках пояса несколько по-разному. На северо-западе прогиба в результате резкого импульса возникла система кулисообразно расположенных трещин растяжения, по которым магма поступала на поверхность с образованием моногенных экструзивно-лавовых построек. Лишь на отдельных участках они формировались в два импульса и сопровождалась маломощными эксплозиями. Кое-где в очень малых объемах магма поступала из более глубинного магматического очага и имела шошонитовый состав.

Ближе к центру пояса возникли более мощные приповерхностные разрозненные магматические камеры, где магма была обогащена летучими компонентами. В результате относительно широкое распространение получили эксплозивные образования. Вулканические извержения здесь происходили дискретно и сопровождалась образованием кальдер проседания, что свидетельствует о близком поверхностном расположении питающей магматической камеры.

В терригенных отложениях верхов разреза чайской свиты при сохранившейся грубообломочности осадков во времени наблюдается возрастание кварцевой составляющей с уменьшением их зернистости и появление высокоглиноземистых отложений. Это происходило в результате того, что в размывание вовлекались более удаленные площади окружающей прогиб равнины, где формировались коры выветривания.

Как и в ламборское время, структуры растяжения чайского времени расположены на участке разворота зоны Главного разлома к северо-востоку и отклоняются вправо от ее простираия. В южной части прогиба возрастает объем и площадь распространения вулканических образований, слагающих более крупные вулканические постройки. Это обусловлено шарнирным характером раздвиговых движений в ассоциации с правосдвиговыми напряжениями, возникающими при ориентировке вектора главного тектонического напряжения в северном направлении. Следовательно, прилегающий Западный геоблок Сибирской платформы в чайское время, как и в ламборское смещался в северном направлении.

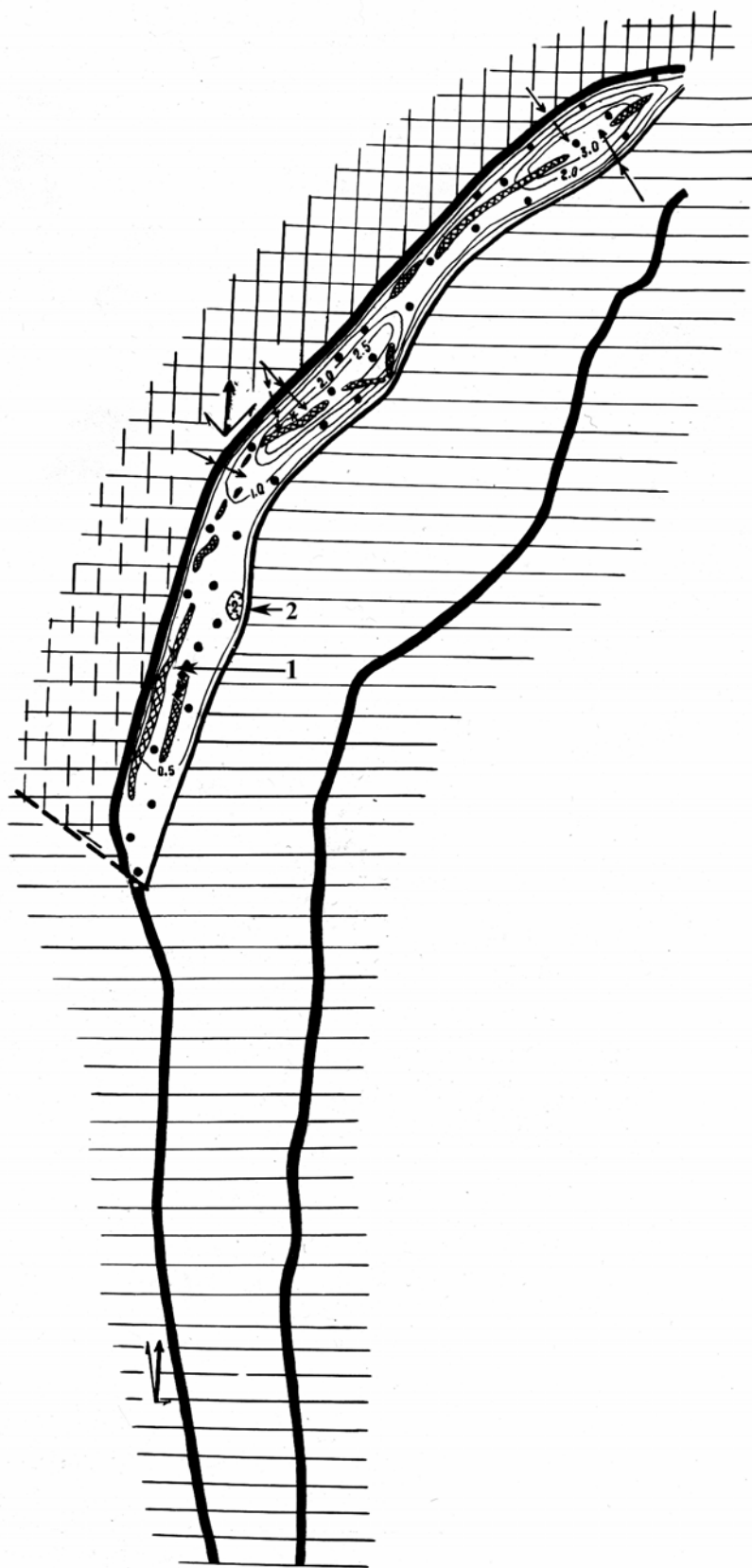


Рис. 8.7. Палеотектоническая схема чайского времени:
 условные обозначения см. рис. 8.1;
 палеовулканы: 1 – Ревуньский, 2 – Гольцовский

8.2.4. ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЯСА

Таким образом, формирование СБВП происходило в непостоянных условиях, реконструируемых по структурному рисунку и анализу палеорельефа. Вулканическая деятельность проявлялась дискретно в течение длительного времени в подвижной зоне Главного глубинного разлома на границе Чуйского геоблока с подобными структурами, перекрытыми в настоящее время чехлом Сибирской платформы.

При формировании пояса зона Главного разлома была ослабленной и разделяла устойчивые геоблоки. Тектонические напряжения в основном получали разрядку в этой ослабленной зоне. Каждая стадия формирования пояса начиналось с расхождения геоблоков, обусловленная заложением под действием плюма магмагенерирующего очага (области пониженной плотности). В результате в зоне Главного разлома возникали условия растяжения и закладывались отрицательные структуры, ограниченные конседиментационными разломами, где накапливался терригенный материал.

Растяжения вызывало в глубинах коры условия декомпрессии, что способствовало усилению процессов генерации магмы и перемещению ее в более высокие уровни. Возникали приповерхностные магматические камеры, откуда магма по раздвиговым трещинам извергалась на поверхность. Вулканические извержения сопровождалось синхронным проседанием отрицательных структур, поэтому параллельно с ними продолжали накапливаться терригенные отложения. Опускание продолжалось еще некоторое время и после прекращения вулканической деятельности, что обусловило быстрое захоронение вулканических построек. Затем постепенно происходило заполнение отрицательных структур терригенным материалом и нивелировка рельефа.

В общем, преобладали извержения экструзивно-лавого характера, особенно проявившиеся при формировании куленянского и домугдинского комплексов. Специфика условий формирования этих комплексов, вероятно, обусловлена медленным развитием плюма, в результате чего в комбинации с другими процессами возникли условия для формирования крупных приповерхностных магматических камер. После образования первых трещин растяжения происходило саморазвитие лавовых бассейнов. При формировании других комплексов вулканические процессы протекали дискретно, экструзивно-лавовые извержения чередовались с эксплозивными, что свидетельствует о повышенных содержаниях летучих веществ в магмах. Особенно обогащены летучими компонентами были магмы при формировании большеминского, хибеленского и ламборского комплексов, что привело к значительным проявлениям гидротермально-метасоматических процессов и рудообразования.

Раздвижение геоблоков по отношению к зоне Главного разлома чаще всего имело косой характер, что приводило к комбинации раздвигов со сдвигами. В зависимости от направления перемещения геоблоков проявлялась левосторонняя или правосторонняя сдвиговая составляющая. А это определяло участки растяжения в зоне Главного разлома и, соответственно, участки проявления вулканической деятельности. Места проявления вулканических процессов обуславливались также распространением предшествующих вулкано-плутонических образований, «залечивших» определенные части подвижной зоны.

Почти для всех стадий формирования пояса установлено, что западные борта отрицательных структур были более крутые, здесь проявились более масштабные вертикальные движения. Смещение участков вулканических проявлений от стадии к стадии также происходило преимущественно в западном направлении. Предполагается, что это обусловлено наклонным воздействием плюма, центр которого, вероятно, находился к западу от пояса. Под его воздействием, по-видимому, формировались и другие вулкано-плутонические пояса. Можно предположить, что поток вещества плюма сосредотачивался под жесткими массивами и, по достижению определенного состояния, устремлялся в ослабленные зоны глубинных разломов, где возникали условия растяжения.

В периоды между стадиями в результате деградации плюма происходило возвратное движение геоблоков, что сопровождалось метаморфизмом, образованием разломов условий сжатия, поднятием региона и его денудацией. На современной поверхности наиболее полно можно наблюдать результаты проявления условий сжатия, которые возникли между вторым и третьим циклами формирования пояса, когда метаморфизм достигал амфиболитовой фации и сопровождался интенсивными палингенно-метасоматическими процессами. Изменения в этот период проявились неравномерно. Наибольшей интенсивности в пределах пояса они достигали на его востоке вдоль границы с Чуйским геоблоком. Сами блоки большей частью служили ареной сжатия, где интенсивно проявлялись метаморфогенно-метасоматические процессы с образованием полей палингенно-метасоматических гранитоидов. Это видно на примере Чуйского геоблока, где неоднократно проявились процессы бластеза

и палингенного гранитообразования. Устанавливается, что сжатие сопровождалось сдвиговыми деформациями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в книге синтезированы данные по геологическому строению, вещественному составу магматических пород и тектонике СБВП, собранные авторами в процессе многолетних исследований. Используются также материалы, содержащиеся в опубликованной литературе и в фондовых материалах геологических организаций. На их основе рассмотрены различные аспекты геологии пояса, сделаны палеовулканические реконструкции, определены проблемы его строения и формирования. Главные выводы заключаются в следующем.

СБВП входит в систему вулcano-плутонических поясов, которые развивались в краевой части фундамента Сибирской платформы на заключительном этапе его формирования. Контролировался он глубинным разломом, отделявшим Чуйский геоблок от остального фундамента платформы. Развитие его продолжалось в течение более полумиллиарда лет под воздействием пульсирующего мантийного плюма, что исключает масштабные горизонтальные перемещения литосферных блоков региона. В его развитии выделяется три цикла активного вулканизма, которые разделяются длительными авулканическими периодами. Циклы состоят из стадий, разделенных относительно короткими перерывами в вулканической деятельности. В течение стадий вулканическая деятельность также происходила дискретно.

На основе фациального анализа установлены условия проявления вулканизма, произведены палеовулканические реконструкции. Выделены разноранговые структуры, которые формировались с участием вулканических процессов (от низших к высшим): вулканоструктуры (вулканические постройки), вулcano-тектонические структуры, вулcano-тектонические системы разных порядков. Рассмотрены взаимоотношения вулканических образований с осадочными и субвулканическими. В одних случаях между ними наблюдаются взаимопереходы, в других – они во времени сменяют друг друга, что связано с эволюцией геодинамических обстановок формирования пояса.

Эволюция состава магмы в циклах происходила преимущественно в гомодромной последовательности, что обусловлено открытостью магматической системы при постоянном притоке вещества из глубин Земли. Наблюдаемое реже антидромное изменение магмы связано с относительно термостатизированными условиями, когда в магматической камере преобладали процессы дифференциации расплава.

Генезис пояса с позиции плюмтектоники служит альтернативой существующих воззрений на его тектоническую природу. Рассмотрены ее теоретические аспекты. Согласно существующим воззрениям, плюмажи зарождаются на границе ядро-мантия вследствие гравитационной дифференциации вещества Земли. Они представляют собой потоки вещества и энергии, которые перемещаются к поверхности Земли. Достигая тектоносферы, эти потоки приводят к появлению участков пониженной плотности и генерации магматических масс. На уровне астеносферы формируется магма основного состава. При повышенной мощности коры в процессе дальнейшего подъема плюма возникают условия для генерации магм более кислого состава вплоть до лейкогранитового. Как следствие появления вещества пониженной плотности, в литосфере происходит раздвижение геоблоков, появление отрицательных структур и расколов, по которым магма устремляется к поверхности. Развитие плюмов происходит пульсационно. По мере истощения плюмов, начинается возвратное движение геоблоков, что приводит к возникновению поднятий, складчато-надвиговым дислокациям и метаморфизму. Остаточные порции вещества плюмов в условиях сжатия воздействуют на вещество коры с развитием процессов щелочно-кремнистого метасоматоза и образования гранитоидных магм.

Подъем плюма в тектоносферу приводил к возникновению условий растяжения, которые реализовались в ослабленных зонах глубинных разломов. В их пределах возникали отрицательные структуры, в которых на фоне преимущественно терригенного осадконакопления происходили вулканические извержения. Направленные воздействия плюма приводили к возникновению комбинации раздвигов со сдвигом. По приуроченности вулканических извержений к определенным участкам зоны глубинного разлома, строению структур растяжения и распределению вулканических построек восстановлены направления тектонических напряжений и движений геоблоков для каждой стадии формирования пояса. Периодическое истощение плюма приводило к сжатию, сопровождаемому образованием сдвиго-взбросов, поднятию региона, складчато-разломным дислокациям, метаморфизму и палингенно-метасоматическому гранитообразованию.

В тоже время в геологии пояса остается ряд нерешенных или недостаточно обоснованных вопросов, которые требуют дополнительных исследований. Главными из них, по нашему мнению, являются следующие вопросы:

- границы пояса не подтверждены прямыми наблюдениями;
- остается слабо изученной северная часть пояса;
- отнесение геологических образований, выделенных в первый цикл формирования пояса, в его состав, по-видимому, вызовет возражение;
- возрастные взаимоотношения ряда геологических образований решаются неоднозначно;
- данные изотопной геохронологии часто противоречивы, многие объекты этими данными не охарактеризованы;
- почти полностью отсутствуют палеомагнитные исследования, которые помогли бы решить некоторые спорные вопросы возрастных взаимоотношений пространственно разбросанных геологических образований;
- не везде проведены корректные палеовулканические реконструкции;
- в южной и северной частях пояса нет данных о строении вулкано-тектонических структур;
- петрогеохимическая характеристика магматических образований иногда противоречива и весьма неоднородна как по набору определяемых компонентов, так и по качеству аналитических работ;
- данные о возрасте и амплитудах надвиговых дислокаций, широко проявленных в регионе, в большинстве случаев отсутствуют;
- выдвинутая концепция плюмтектонической природы пояса, по-видимому, требует дальнейшего обсуждения.

ЛИТЕРАТУРА

- Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М., Поспеев А.В., Поспеева Е.В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 88-106.
- Алакшин А.М., Письменный Б.М. О строении земной коры зоны сочленения Сибирской платформы со складчатым обрамлением // Геология и геофизика. 1988. № 11. С. 24-31.
- Александров В.К. Надвиговые и шарьяжные структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1990. 103 с.
- Александров В.К., Сизых В.И., Бухаров А.А., Мац В.Д. Тектонические покровы южной части Байкальского хребта // Геотектоника, 2003, № 4. С. 35-50.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Берман Ю.С., Красильников А.А. Поисковое значение эксплозивных и гидротермальных брекчий на золоторудных месторождениях // Разведка и охрана недр, 1978, № 11. С. 11-14.
- Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Д.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Докембрийская геология и геоморфология Сибирской платформы и прилегающих областей. Л.: Наука, 1990. С. 170-183.
- Булдыгеров В.В. Строение вулканического аппарата в бассейне р. Черепанихи (западная окраина Северо-Байкальского нагорья) // Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1970. С. 11-13.
- Булдыгеров В.В. Строение Кутимской вулканической постройки // Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. С. 11-18.
- Булдыгеров В.В. Вулканические структуры Северо-Байкальского вулканического пояса. Дисс. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 1981. 235 с.
- Булдыгеров В.В. Модель пульсационно-развивающейся Земли // Закономерности строения и эволюции геосфер. Ч. 1. Материалы 3-го международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск-Владивосток, 1996. С. 110-112.
- Булдыгеров В.В. Эволюция протерозойского вулканизма Западной окраины Байкальской горной области // Геология и металлогения докембрия юга Сибири. Иркутск: Восточно-Сибирское книжное издательство, 1999. С. 17-19.
- Булдыгеров В.В. Плюмтектоника и магмаобразование (Plumtectonik and formation of magma) // V международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Тезисы докладов. Т. 1. М., 2001. С. 16-17.
- Булдыгеров В. В. Палингенно-метасоматическое гранитообразование на примере Правоминского массива (Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс) // Проблемы геологии и географии Сибири, № 3. Вестник Томского государственного университета. Томск, 2003а. С. 147-149.
- Булдыгеров В.В. Некоторые особенности отображения палеовулканических образований на геологических картах // Вулканизм и геодинамика. Материалы докладов 2 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003б. С. 19-20.
- Булдыгеров В.В., Глотов И.К. Среднепротерозойские вулканно-плутонические и палингенно-метаморфические комплексы западной окраины Северо-Байкальского нагорья // Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Тезисы доклада. Иркутск, 1974. С. 45-46.
- Булдыгеров В.В., Серова Н.Л. Площадные метасоматические процессы центральной части Байкальской горной области // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Сибири. Информационные материалы Юбилейной конференции в честь 80-летия Иркутского университета и 110-летия государственной геологической службы Восточной Сибири. Иркутск, 1998. С. 27-29.
- Бухаров А.А. Геологическое строение Северо-Байкальского краевого вулканического пояса. – Новосибирск: Наука, 1973. 139 с.
- Бухаров А.А. Протоактивизированные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
- Бухаров А.А., Добрецов Н.А., Зоненшайн А.П., Кузьмин М.М., Фиалков В.А. Геологическое строение фундамента средней части оз. Байкал // Геология и геофизика, 1993, № 9. С. 19-30.
- Бухаров А.А., Халилов В.А., Страхова Т.М., Черникова В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья по новым данным уран-свинцового датирования акцессорного циркона // Геология и геофизика, 1992. № 12. С. 29-39.

- Бухаров А.А., Чагин М.М. Новые данные о среднепротерозойском вулканизме Прибайкалья // ДАН СССР, 1972, т. 205, № 3. С. 662-665.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 200 с.
- Власов Г.М. Геотектоника на распутье// Тихоокеанская геология, 1995. Т. 14. № 3.- С. 96-104.
- Влодавец В.И. Справочник по вулканологии. М.: Наука, 1984. 339 с.
- Вулканические пояса юга Восточной Сибири и их рудоносность // Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. Авторы: П.М. Хренов, Ю.В. Комаров, А.А. Бухаров, И.В. Гордиенко, А.И. Киселев, М.П. Лобанов. М: Наука, 1966. С. 277-316.
- Геологическое строение территории СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1984.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Авторы: Б.М. Письменный, А.М. Алакшин, А.В. Поспеев, Б.П. Мишенькин. – Новосибирск: Наука, 1984. 173 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Глубинное геологическое строение и геодинамика литосферы территории СССР. Авторы: А.А. Смыслов, А.Л. Яншин, В.Ю. Зайченко, Е.В. Карус, В.С. Сурков, Н.Н. Пузырев, В.Е. Ерхов, Ю.К. Щукин // 27 Международный конгресс. Т. 1. Геология Советского Союза. М.: Наука, 1984. С. 15-26
- Гореванов Д.Е., Халилов В.А. О возрасте тектонитов зоны Приморского разлома (Западное Прибайкалье) // РФФИ в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т. 2. Петрология, геохимия, металлогения. Иркутск, 1995. С. 31-33.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал "Гео", 2001. 409 с.
- Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 67 с.
- Дольник Т.А., Анисимова С.А. О возрасте байкальского комплекса Прибайкалья // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса: Сб. науч. тр. ИГУ. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. С. 149-165.
- Дольник Т.А., Никольский Ф.В. Органические остатки акитканской серии (Северо-Байкальское нагорье) // ДАН СССР, 1974. Т. 216. № 4. С. 871-874.
- Домбровский В.В. Геология Байкало-Патомского нагорья. Труды Восточно-Сибирского геологического управления, 1940, вып. 20. 200 с.
- Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Авторы: С.М. Замараев, А.М. Мазукабзов, Г.В. Рязанов, А.И. Сезько, Е.П. Васильев, О.В. Грабкин. Новосибирск: Наука, 1975. 185 с.
- Егоров И.Н., Чесноков С.В., Мосейкин В.В. Генезис порфиров Северо-Западного Прибайкалья // Советская геология, № 4, 1979. С. 94-98.
- Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
- Ингерсон Э. Методы и проблемы геологической термометрии // Проблемы рудных месторождений. М.: Иностранная литература, 1958. С. 309-374.
- Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Роскомнедра). С.-Петербург, 1995. 124 с.
- Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
- Копылов Э.Н. Петрология и геохимия эффузивов Северо-Байкальского вулканического пояса. Дисс... кандидата геол.-минералог. наук. Иркутск: Институт земной коры, 1974.
- Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процесс гранитизации // Основы метасоматизма и метамагматизма. Избранные труды. М.: Наука, 1993. С. 223-230.
- Косыгин Ю.А., Фремд Г.М., Ван-Ван-Е А.П., Игнатьев А.Б. К проблеме сложных вулканотектонических систем // Материалы Первого Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. М., 1973. С. 223-224.
- Кушев В.Г. Докембрийский вулканно-плутонический пояс Северного Прибайкалья, интерпретированный по модели тектоники плит, и некоторые металлогенические выводы // Глобальные палеовулканические реконструкции. Новосибирск: наука, 1979. С. 50-57.
- Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. М.: Недра, 1980. 216 с.
- Ларин А.М., Рыцк Е.Ю., Сальникова Е.Б., Крымский Р.Ш., Булдыгеров В.В., Срывцев Н.А. Граница раннего и позднего докембрия в Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические данные // Общие вопросы расчленения докембрия. Материалы 3-го Всероссийского совещания. Апатиты, 2000. С. 141-143.
- Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.

- Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.
- Литвиновский Б.А., Посохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Новые Rb-Sr данные о возрасте позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5. С. 694-702.
- Лобанов М.П. О магматизме северной части Байкальского хребта // Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М.: Недра, 1964. С. 138-195.
- Лобацкая Р.М. Закономерности организации зон динамического влияния разломов Саяно-Байкальской складчатой области // Проблемы геологии Прибайкалья. Иркутск, Политехнический институт, 1988. С. 3-37.
- Лукиянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с.
- Магматические горные породы: классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. М.: Наука, 1985. 768 с.
- Магматические горные породы. Т. 4. Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. 362 с.
- Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 440 с.
- Магматические формации юга Восточной Сибири и северной части Монголии (Объяснительная записка к карте магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части Монголии масштаба 1 : 500 000). Авторы: Г.Я. Абрамович, В.В. Булдыгеров, Н.А. Срывцев, А.П. Таскин. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. 120 с.
- Мазукабзов А.М. Горизонтальные движения в зонах глубинных разломов Северного Прибайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 7. Часть 1. Чита, 1970. С. 40-44.
- Мазукабзов А.М. Глубинные разломы Северо-Байкальского нагорья и их кинематика // Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 49-65.
- Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 423 с.
- Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма умеренных и низких давлений. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.
- Макрыгина В.А., Петрова З.И., Сандимирова Г.П., Пахольченко Ю.А. Rb-Sr изотопная систематика гранитоидов различных комплексов Приольхонья и острова Ольхон (Западное Прибайкалье) // Геология и геофизика. Т. 41. № 5, 2000. С. 679-685.
- Малеев Е.Ф. Опыт картирования вулканических формаций // Методика картирования вулканических формаций. М.: Наука, 1969. С. 7-41.
- Мануйлова М.М., Васильковский Д.П., Гурулев С.А. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.-Л.: Наука, 1964. 226 с.
- Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 293 с.
- Масайтис В.Л., Румянцева Н.А., Калабашкин С.Н. Об атласе палеовулканических карт северо-востока Евразии (территория России и других стран СНГ) // Вулканизм и геодинамика. Материалы докладов 2 Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 46-49.
- Мац В.Д. Верхний докембрий Западного Прибайкалья и западной окраины Северо-Байкальского нагорья (стратиграфия и история развития). Автореф. дисс... канд. геол.-минералог. наук. Иркутск, 1965.
- Мац В.Д., Бухаров А.А. К стратиграфии верхнего докембрия западной окраины Байкальской горной области // Стратиграфия докембрия Средней Сибири. – Красноярск, 1967. С. 339-351.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимарев М.Н., Хлыстов О.М. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. 252 с. + 6 с. цв. ил. + вкл. л.
- Митрофанова Н.Н., Булдыгеров В.В., Филиппов А.Г. Сводная легенда Муйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000. Утверждена НРС МПР России 24.6.1997 г. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1997. 160 с., 4 граф. прил.
- Наумов В.А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Северо-Байкальское нагорье. – Иркутск: Вост.-Сиб. книжное издательство, 1974. 143 с.
- Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А., Овчинникова Г.В., Рыцк Е.Ю. Геохимические, геохронологические (U-Pb) и изотопные (Pb, Nd) свидетельства анорогенного характера магматизма Северо-Байкальского вулканно-плутонического пояса // Петрология, 1998, т. 6, № 2. С. 139-164.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Рыцк Е.Ю. и др. U-Pb геохронологические и Pb- изотопные свидетельства герцинского этапа рудогенеза в пределах протерозойского обрамления юга Сибирской платформы (Северо-Западное Прибайкалье) // ДАН СССР, т. 333, N 6, 1993. С. 765-768.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З., Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Новые данные о возрасте пород аkitканской серии Байкало-Патомской складчатой области по результатам датирования цирконов // ДАН СССР, 1991, т. 320, № 1. С. 182-186.

Неймарк Л.А., Миркина С.А., Ризванова Н.Г., Кузина Н.А., Рудакова Ж.Н. Уран-свинцовый возраст гранитоидов ирельского комплекса и связанных с ними метасоматитов // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. Тезисы докладов. М., 1985. С. 114-115.

Неймарк Л.А., Миркина С.А., Рублев А.Г. и др. Возраст гранитоидов ирельского комплекса Прибайкалья по радиологическим данным // Изв. АН СССР, 1987, N 5. С. 18-25.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Левченко О.А. и др. О раннепротерозойско-верхнерифейском возрасте пород Олоkitского комплекса (Северное Прибайкалье) по данным U-Pb цирконовой геохронологии // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л., Наука, 1990. С. 206-222.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Гороховский Б.М. и др. Изотопный состав свинца и генезис свинцово-цинкового оруденения Олоkitской зоны Северного Прибайкалья // Геология рудных месторождений, 1991. № 6. С. 33-49.

Перчук Л.Л. Равновесия пороодообразующих минералов. М.: Наука, 1970. 300 с.

Плюснин К.П. Методы изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971. 217 с.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Предтеченский Н.Н., Неймарк Л.А., Ларин А.М. и др. Полихронное редкометальное оруденение Давано-Абчадской зоны смятия (Северное Прибайкалье) // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тезисы докладов Всесоюзного совещания. Киев, 1990. С. 135-137.

Пушаровский Ю.М. Спрединг, разломы и магматизм в океанах // Магматизм и тектоника океанов. М.: Наука, 1990. С. 3-10.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 420 с.

Рудич К.Н. О геологическом положении и механизме внедрения субвулканических тел // Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 3. С. 33-45.

Салоп Л.И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956. Изд. АН СССР, 1958.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1964. 515 с.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. Том 2. Магматизм, тектоника, история геологического развития. М.: Наука, 1967. 699 с.

Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс: возраст, длительность формирования и тектоническое положение. Авторы: А.М. Ларин, Е.Б. Сальников, А.Б. Котов, академик В.И. Коваленко, Е.Ю. Рыцк, С.З. Яковлева, Н.Г. Бережная, В.П. Ковач, В.В. Булдыгеров, Н.А. Срывцев // ДАН, 2003, том 392, № 4. С. 506-511.

Сизых А.И. Петрология метаморфических поясов Северного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1985. 121 с.

Сизых В.И. Шарьяжно-надвиговая тектоника окраин древних платформ. Дисс. д-ра геол.-минералог. наук. Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2000. 96 с.

Собаченко В.Н. и другие. Геолого-геохимическая характеристика гранитоидов Даванской и Приморской зон глубинных разломов Западного Прибайкалья // Геохимия, №2 1974. С. 233-242.

Собаченко В.Н. О гранитоидах, повторной гранитизации и метасоматических процессах в зонах глубины разломов Западного Прибайкалья // Геохимия и петрология метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1975. С. 44 -62.

Собаченко В.Н. Формационные типы приразломных метасоматитов и их геохимические особенности // ДАН СССР, 1989, т. 307, № 4. С. 971-975.

Собаченко В.Н. Некоторые геохимические аспекты проблемы приразломного метасоматоза (на примере юга Сибирской платформы) // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. СПб.: Наука, 1991. С. 236-243.

Собаченко В.Н., Краснобаев А.А., Номоконов В.Д. Новые данные о возрасте редкометальных метасоматитов в Северо-Западном Прибайкалье // Геология и геофизика, №2, 1983. С. 68-75.

Собаченко В.Н., Плюснин Г.С., Сандиминова Г.П., Пахольченко Ю.А. Первые результаты рубидий-стронциевого датирования процессов гранитизации в Даванской зоне смятия (Северо-Западное Прибайкалье) // ДАН СССР, 1988, т. 301, № 1. С. 202-206.

Собаченко В.Н., Сандиминова Г.П., Булдыгеров В.В. и др. Новые данные к обоснованию верхней границы проявления магматизма в Северо-Байкальском вулканно-плутоническом поясе протерозоя // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тезисы докладов 1 Всероссийской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 345-348.

Сонюшкин В.Е., Федоров А.Е., Полетаев А.И. Корреляция морфологии ядра Земли и планетарных геологических структур // Доклады РАН, 1993, т. 332, № 4. С. 474-481.

Срывцев Н.А. Геология и петрогенезис гиперстеновых гранитов татарниковского комплекса (Северо-Западное Прибайкалье). Автореф. дисс... канд. геол.-минералог. наук. Иркутск, 1974. 27 с.

Срывцев Н.А. Строение и геохронометрия аkitканской серии Западного Прибайкалья // Проблемы стратиграфии раннего докембрия Средней Сибири. М.: Наука, 1986. С. 50-60.

Срывцев Н.А., Булдыгеров В.В. Строение и формации Северо-Байкальского вулканического пояса // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1982. С. 95-101.

Срывцев Н.А., Сандиминова Г.П., Кутявин Э.П. и др. О возрасте двупироксеновых гранитоидов татарниковского комплекса Северо-Западного Прибайкалья // Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 101-110.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 480 с.

Федоровский В.С. Купольный тектогенез в коллизионной системе каледонид Западного Прибайкалья // Геотектоника, 1997, № 6. С. 56-71.

Флерова К.В. О гранитизации пород ирельского интрузивного комплекса (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика, 1967, № 9. С. 66-74.

Флерова К.В. Поведение редких элементов в процессе метасоматически-палингенового образования гранитоидов (Западное Прибайкалье) // Материалы первого Международного геохимического конгресса. Т. 3. Кн. 2. М., 1972. С. 194-205.

Флерова К.В., Матвеева Л.Н., Павлинский Г.В. Петрохимические особенности и некоторые вопросы генезиса магм ирельского интрузивного комплекса гранитоидов // Геология и геофизика, 1969, № 8. С. 41-54.

Флюидный режим формирования мантийных пород. Авторы: Ф.А. Летников, Г.Д. Феоктистов, И.М. Остафийчук, А.И. Киселёв, Г.С. Харин, М.И. Грудинин, В.Г. Молявко, М.И. Толстой. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.

Фремд Г.М. Вулканно-тектонические структуры, вулканно-тектонические системы // Геодинамика, магмаобразование и вулканизм. М.: Наука, 1974. С. 124-133.

Хоментовский В.В., Шенфель В.Ю., Яковлев М.С. Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985, № 7. С. 25-33.

Хорева Б.Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутонометаморфических формаций // ДАН СССР, т. 176, № 5, 1967. С. 1959.

Хренов П.М. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири) // Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М.: Наука, 1971. С. 5-39.

Хренов П.М. Вулканно-плутонические пояса областей тектонической активизации Восточной Сибири. Дисс... д-ра геол.-минералог. наук. Новосибирск, 1978. 320 с.

Хренов П.М. Негеосинклинальные вулканно-плутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 223 с.

Хренов П.М., Бухаров А.А. Краевые вулканно-плутонические пояса Северо-Азиатского кратона // Сов. геология, 1972, № 4. С. 21-34.

Цыпуков Ю.П. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини (Северо-западное Прибайкалье) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области. Вып. 4 (XXXI). Иркутск, 1962.

Шаповалов С.Я. Химический состав ядра Земли и некоторые вопросы геофизики // Геохимия и рудообразование. Киев: Наукова думка, 1991. С. 14-19.

Яценко М.Л., Мануйлова М.М., Варшавская Э.С., Кутявин Э.П., Бухаров А.А. Изучение первичных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в связи с проблемой глубины зарождения магматических очагов // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972. С. 22-26

- Carey S. W. Theories of the Earth and Universe. A History of Dogma in the Earth Sciences.
- Kochhar N. The problem of volcanoplutonic associations in the light of studies on the Tucham Ring Complex, North peninsular India // Bull. volcan., 1972 (1973), 36, № 3. P. 497-500.
- Pearce J.A., Tindle N.B., Harris A.G. Trace element Distribution Diagrams for the Tectonic Interpretation of granitic rocks // Petrol. 1984. V.25/. № 4. P. 956-983.
- Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V.59. P.1217-1232.

176