

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ
ИМЕНИ О.Ю.ШМИДА

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
БАЗИТОВ
ОСТРОВНЫХ ДУГ



МОСКВА 1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ ИМ. О.Ю.ШМИДТА

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

БАЗИТОВ ОСТРОВНЫХ ДУГ

2650

МОСКВА

1978 г.

"Петрологические исследования базитов островных дуг".

Коллектив авторов.

В сборнике представлены статьи, в которых рассматриваются вопросы происхождения и эволюции магм базальтового состава, имеющих, по-видимому, мантийную природу. Большая часть статей основана на материалах, собранных в районах Курило-Камчатской островной дуги, что и определяет их значение и актуальность. Две статьи посвящены петрологии ареального извержения 1975-1976 гг и его окрестностей. Несколько особняком стоит статья, посвященная генезису редкометальных гранитов и их взаимоотношениям с карбонатитовыми обособлениями, представляющими редко встречающийся парагенезис гранит-карбонатит. Однако по своим выводам о глубинной природе источников рассматриваемых пород она вполне вписывается в общий план сборника. Все статьи содержат большой фактический материал (химические анализы, петрографические описания и пр.).

Сборник представляет интерес для всех петрологов, работающих по проблеме происхождения магматических пород.

Ответственные редакторы:

доктор геолого-минералогических наук Т.И. Фролова

кандидат геолого-минералогических наук В.А. Ермаков

© Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР

ПЕТРОЛОГИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ РЕГИОНАЛЬНОЙ
ЗОНЫ ШЛАКОВЫХ КОНУСОВ ТОЛБАЧИНСКОГО ДОЛА

Внимание многих петрологов в последние годы было привлечено к району вулканов Плоский и Острый Толбачик (или иначе к Толбачинскому долу) на Камчатке, где впервые на территории СССР происходило извержение ареального типа, то есть извержение прямо не связанное с деятельностью крупного стратовулкана. Извержение было достаточно хорошо изучено (З, 29, 5 и др.). Продукты извержения представлены базальтами, различающимися по щелочности, при этом удается показать связь этих различий с динамикой извержения, в частности с особенностями поведения летучих компонентов магмы (З). Извержение 1975-76 гг обратило наше внимание на изучение продуктов и более древних шлаковых конусов района, представленных также базальтами, варьирующими по вещественному составу. Геология этого района была изучена ранее (12). В настоящей работе проведена типизация базальтов всей региональной зоны шлаковых конусов по их петрографическому и химическому составу и по составу включений в них. Сравнительно хорошая геофизическая изученность Толбачинского дола позволила нам обсудить вопросы генезиса базальтов, глубины залегания исходных магм и взаимоотношения базальтов различной щелочности. Последний вопрос имеет особо важное значение, поскольку в дискуссии о соотношении, например, толеи-

тов и щелочных базальтов высказываются различные, нередко полярные точки зрения /Х.Куно, Г.С.Йодер и К.Э.Тилли, А.и К. Энгели, Ю.М. Шейнманн и др./.

Геология Толбачинского дола

Толбачинским долом называется незалесенное пространство (до леса) по периферии вулканов Острый и Плоский Толбачик, включающее в себя подавляющую часть шлаковых конусов района (по 22). На рис. I показана геологическая схема с указанием мест Северного (I) и Южного (II) прорывов извержения 1975-76 гг. Извержение произошло в протяженной зоне шлаковых конусов, названной Б.И. Пийпом региональной зоной. Зона прослеживается непрерывно почти на 60 км, - 40 км на ЮЗ и 20 км на СВ от Плоского Толбачика, то есть на расстояние почти в два раза превышающее мощность земной коры в этом районе, составляющей 30 км. Вулканизм такого типа является ареальным или трещинным. Своеобразие региональной зоны шлаковых конусов состоит в том, что она пересекает крупную постройку центрального типа, составленную вулканами Плоский и Острый Толбачик высотой 3085 м и 3682м соответственно. Вершина Плоского Толбачика при наложении на нее региональной зоны оказалась разрушенной, здесь образована кальдера, при этом изменилась морфология вулкана и тип его деятельности (22, I2). Деятельность Плоского Толбачика в настоящее время является промежуточной между гавайским и этнийским типами деятельности, а само сочетание высокого вулкана с эпизодически возникающим лавовым озером в его

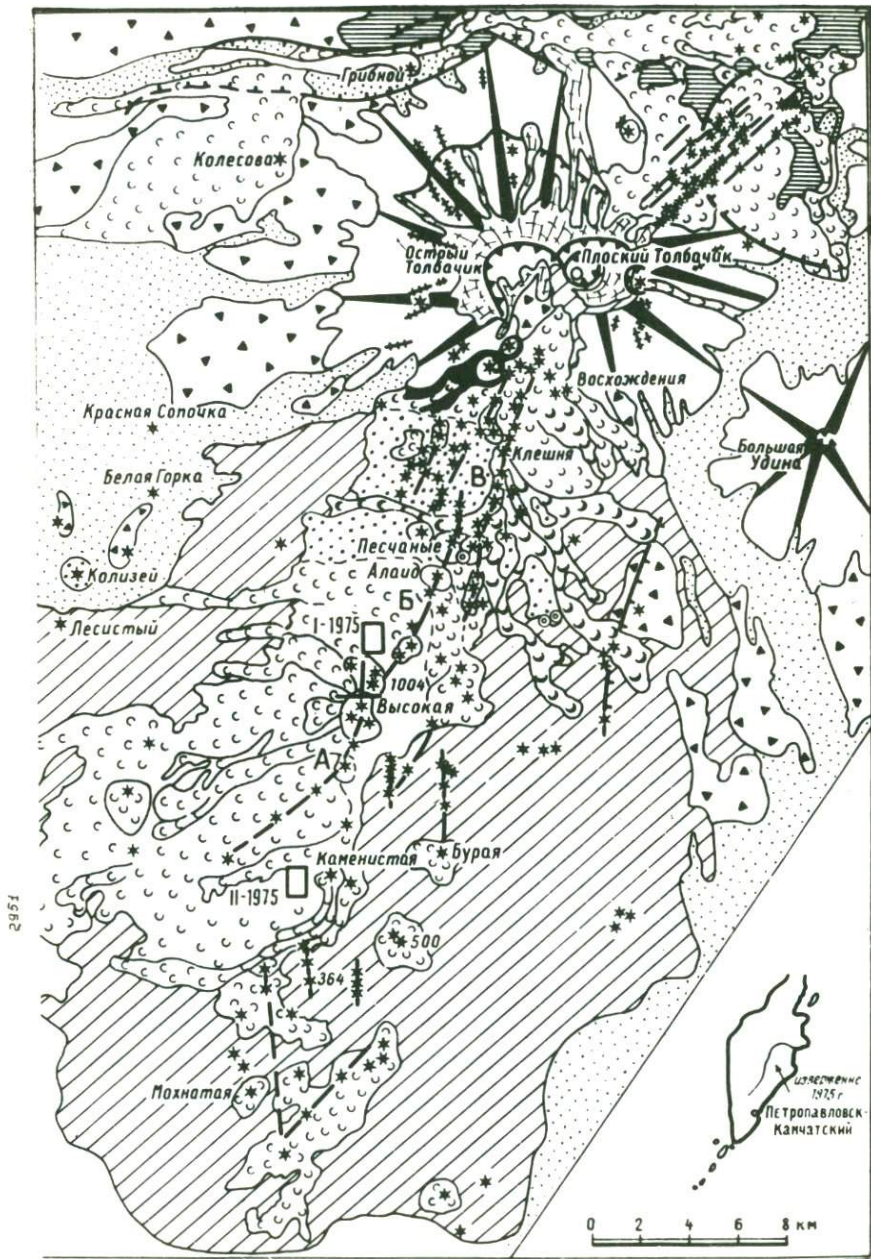
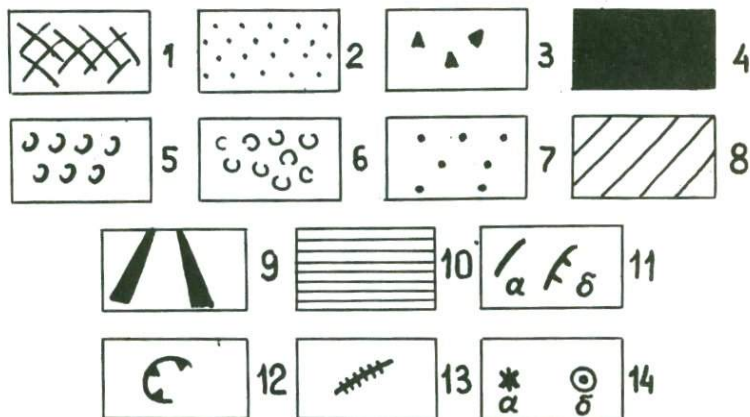


Рис. 1

Рис. 1. Геологическая схема Толбачинского дола.

Условные обозначения:



1 - современные ледники, 2 - делювиальные и аллювиальные отложения сухих рек /голоцен/, 3 - ледниковые отложения позднего плейстоцена, 4 - лавовый поток извержения 1941г, 5 - наиболее молодые доисторические вулканиты /несколько столетий назад?/, 6 - позднеголоценовые вулканиты /менее 2000 лет назад/, 7 - пирокластические равнины и конусы позднего голоцена, 8 - раннеголоценовые вулканиты / 2 - 10 тыс. лет назад/, 9 - крупные стратовулканы /плейстоцен/, 10 - лавы плато и экструзии раннего плейстоцена, 11 - трещины /а/ и борозы /б/, 12 - взрывные кратеры и кальдеры, 13 - дайки, 14 - центры извержений /а/ и маары /б/. Положение Северного и Южного прорывов показано прямоугольниками. На врезке показано положение района на схеме полуострова Камчатка.

кратере и региональной зоны близко к таковому для гавайского вулкана Мауна-Лоа с лавовым озером и широко проявленными "рифтовыми зонами" центров лавовых извержений на склонах вулкана.

Вулканическая деятельность в данном районе прослеживается с раннего плейстоцена. По соотношению вулканитов с датированными аккумулятивными и экзарационными формами ледникового рельефа устанавливаются средне-позднеплейстоценовые доледниковые, позднеплейстоценовые межледниковые и послеледниковые отложения в постройке вулканов Острый и Плоский Толбачик и существенно голоценовые образования / ≤ 10 тыс. лет / в региональных зонах и в кальдере Плоского Толбачика. В региональной зоне насчитывается более 250 шлаковых конусов различной сохранности.

Анализ распространенности почв и растительности позволил расчленить образования КЮЗ зоны условно на раннеголоценовые (10-2 тыс. лет) и позднеголоценовые (моложе 2000 лет). В СВ зоне преобладают последние, более молодые образования. Наиболее юные образования КЮЗ зоны связаны с системой из 3-х кулисообразно расположенных трещин общей протяженностью около 25 км. Извержения вдоль трещин происходили последовательно от нижней к верхней, простирающейся почти до кратера Плоского Толбачика (см. рис. I). Они, по-видимому, были разделены некоторыми перерывами. Намечается следующий относительный порядок формирования трещин и конусов. После формирования г. Высокая и I004 образуется трещина А,

рассекающая оба этих конуса. Западный склон г.1004 оползает, внутри разрушенной г. Высокой на трещине формируется цепь мелких конусов, из юг-юго-западного конца трещины изливается обширный лавовый покров. У одного из центров этого покрова вблизи II прорыва располагается сейчас лагерь вулканологов. С трещиной Б связано образование конусов г.г. Алаид и Песчаные и формирование большого лавового покрова, выходящего около южного подножия г.Алаид. Группа небольших конусов и потоков тяготеет к южному концу трещины Б. Трещина Б пересекает восточные склоны г. 1004, а кроме того её возраст устанавливается по перекрытию мелких конусов трещины А в районе г. Высокая шлаками и пеплами извержения Песчаных сопки и Алаида. Трещина В наложена на восточные склоны Песчаных гор и контролирует группу небольших конусов с лавовыми потоками в районе кр. Клешня. С этой трещиной связаны наиболее молодые из доисторических извержений (см.рис. I). Сигмондальный характер указанных трещин и их взаимное расположение указывают на их вероятную связь с небольшим по амплитуде левосторонним сдвигом, вдоль простирания региональной зоны.

В СВ зоне наиболее молодые существенно лавовые излияния произошли в верховьях р. Студеной, у подножия Плотины и в верховьях р. Лев. Толбачик между подножиями вулканов Плоский Толбачик и Зимины сопки. Эти центры занимают наиболее низкие гипсометрические уровни в СВ зоне (около 1400 м).

До извержения 1975 г. было достоверно отмечено всего

лишь одно извержение - в региональной зоне в 1941 г (22) и ряд извержений с выбросами шлаков и лапиллей - в кратере Плоского Толбачика: в 1740, 1769, 1788-1790, 1793, 1904, 1939-1941, 1970 гг.

Дважды, в 1740 и в 1904 гг отмечалось излияние лавы. С. Крашенников указывал на пожар леса при извержении в 1740г (17). Поскольку мало вероятно излияние лавы главным кратером в эти годы, мы думаем, что эти лавовые излияния были связаны с группой кр. Клешня, наиболее молодой в региональной зоне шлаковых конусов.

Необходимо разделять вулканическую деятельность в региональной зоне в раннем и позднем голоцене. В первый период извержения по всей зоне носили преимущественно трещинный и эффузивный характер ($E \approx 10\%$). В кальдере Плоского Толбачика был образован лавовый купол высотой около 400 м; в этот период можно было бы говорить о полном сходстве Плоского Толбачика и гавайского вулкана Мауна-Лоа с его рифтовыми зонами. В позднем голоцене обстановка изменилась. В кратере Плоского Толбачика происходит взрывная существенно газовая деятельность. Кратер разрушается. Индекс эксплозивности E по простиранию региональной зоны заметно колеблется. А.Н. Сирип (24) приводит значения $E \approx 10\%$ и $E = 50-80\%$, соответственно для центров извержений низкого гипсометрического уровня (< 1000 м) и более высокого (> 1000 м). Существенно эффузивный характер извержений на высотах менее 600 м отмечен Б.И.Пийпом (22), Е.К. Мархининым и др. (21). Однако указан-

ная особенность имеет лишь самый общий характер. В действительности имеет место неравномерное распределение пирокластов (Е): в кратере Плоского Толбачика - 100%, затем на высотах от 3000 м до 900-1000 м - около 50%, еще ниже - 70-80% и ниже 600 м - близкое к нулю (5-10%). Объем пирокластов, выбрасываемых кратером Плоского Толбачика, очень мал, зато в зоне высот 600-900 м он существенен. Здесь располагаются крупнейшие шлаковые конусы региональной зоны: Песчаные горки, Алайд, Высокая, 1004. Относительная высота Алайда - 230 м, до нынешнего извержения это был крупнейший шлаковый конус во всей региональной зоне. На указанных широтах вблизи г. Алайд обнаружено несколько мааров, связанных с существенно газовыми фреатическими взрывами.

Лавовые потоки региональной зоны относятся к типам аа или пахойхой лав, обычны плоскоглыбовые лавы, глыбовые потоки санторинского типа редки.

Необходимо сказать несколько слов об условиях обводненности района шлаковых конусов. Эта площадь практически сухая. Обильный водосбор, связанный с таянием ледников Острого и Плоского Толбачика, дренируется вулканическими породами ЮЮЗ региональной зоны на расстояние 20 - 40 км до рр. Максимовка, Толбачик и частично Толуд, где выходит множество холодных ключей. Глубина подземного стока по-видимому уменьшается от 500 - 600 м вблизи Плоского Толбачика до нуля к указанным рекам. На широтах кратеров Алайд и Высокая располагаются оптимальные уровни для аккумуляции подземного стока. Здесь возможно существование подземных озер, которые при

столкновении с инъекциями магмы могут оказывать значительное влияние на её эволюцию и газовую активность. Возможно, что особые гидрогеологические условия и объясняют аномальные размеры этих шлаковых конусов и высокий коэффициент эксплозивности извержений при их образовании.

Общая площадь образований региональной зоны Толбачинского дола около 850 км^2 , а объем почти 100 км^3 , из них на ранний голоцен приходится около 70 км^3 , остальное на поздний голоцен. Площадь позднеголоценовых излияний составляет приблизительно 450 км^2 , Б.И. Пийп (22) раньше давал оценку около 100 км^3 лишь для ЮЗ ветви зоны, т.е. его оценка несколько более высокая. Наиболее обширные и объемные новейшие лавовые потоки характерны для района г.Каменистая, достигая по-видимому $0,4-0,5 \text{ км}^3$. Объем типично трещинных покровов мегаплагиофировых лав в раннем голоцене вероятно достигал $I - I,5 \text{ км}^3$.

В таблице I приводятся параметры некоторых характерных кратеров региональной зоны шлаковых конусов в сравнении с типичными кратерами Ключевского вулкана.

В таблице 2 показаны различия вулканической деятельности в раннем и позднем голоцене. С течением времени сокращается ареал извержений, увеличивается индекс эксплозивности, становится более разнообразным состав вулканитов, хотя по-прежнему в зоне доминируют базальты. Вариации E вдоль простирания региональной зоны не имеют закономерного характера. Эти факты указывают, что со временем, вероятно, сменился характер магматизма в региональной зоне. Характе-

Таблица I

Параметры некоторых извержений в ЮОЗ
региональной зоне шлаковых конусов

Название крате- ров, потоков	Площадь и длина по- токов (внизу)	Средняя мощность или высо- та, м	Объем пород км ³	E, %
Доисторические молодые потоки на трещине В				
Западный поток	$\frac{7,8}{7}$	8	0,07	} 15
Южный поток	$\frac{6,1}{11}$	10	0,06	
Поток кр.Клешня	$\frac{13,9}{12}$	14	0,17	
Конусы на трещине Б				
Алаид	1,8км ²	230	0,14	65
Песчаные горки	1,8км ²	180	0,11	> 85
Кратер Колесова, поток	$\frac{70}{20}$	50	0,35	≤ 5
Прорыв I, VII. 1975г				
Пирокластика	-	-	1,13	} 85
Лавы	12км	4-10	0,2	
Прорыв II, IX. 1975				
Пирокластика	-	-	0,03	} ≤ 10
Лавы	$\frac{34,5}{15}$	10	0,35	
Латеральные кратеры Ключевского вулкана				
Прорыв Пийпа				
1966				
Лава	10км	15	0,1	20
Быллокай, 1938г				
Лава	12км	10	0,18	12
Пещерный	21,4км ²	16	0,35	≤ 5

Признаки	Ранний голоцен	Поздний голоцен	Извержения 1975-76 гг.
Структурная приуроченность.	Протяженные разломы типа рифтовых трещин Мауна-Лоа (десятки км?)	Система 8-10 км кулисообразных разно подставленных трещин	хребет. Система разобщенных коротких трещин.
Петрографический состав базальтов	Мегаплагиофировые	мега- и микроплагиофировые, оливинпироксеновые	мега-, микроплагиофировые и афировые
Химический состав	тефритобазальты х)	тефритобазальты, насыщенные и оливиновые толеиты.	от тефритобазальтов до оливиновых толеитов.

х) Название отражает лишь петрохимическую специфику состава этих пород, поскольку более, чем на 60% они состоят из стекловатого мезостазиса. Употребляется здесь как термин свободного пользования для переходной группы базальтов.

Таблица 2

Характеристика региональной зоны Плоского Толбачика
в голоцене.

Признаки	Ранний голоцен	Поздний голоцен	Извержения 1975-76 гг.
Площадь и объем извержений	850 км ² , 70 км ³	450 км ² , ок. 30 км ³	ок. 50 км ² ок. 2 км ³
Е	10%	30-50%	25%
Тип лав	пахойхой, плоско- глыбовые	аа-лава, сан- торинские глыбовые	аа-лавы, плоско- глыбовые
Деятельность Плоского Толбачика	Лавовое озеро	существенно газовая эксплозивная	существенно газовая
Рельеф региональной зоны	Лавовый хребет?	стратовулканический хребет, обилие шлаковых	наибольшие шлаковые конусы, стратовулканический

ристики Новых толбачинских вулканов подтверждают и усиливают эту тенденцию. Можно думать, что в раннем голоцене происходило внедрение протяженных дайковых лент в полость глубинного разлома, а позднее более реально внедрение коротких даек от отдельных магматических клиньев.

Если принять, что основным механизмом подъема магм на поверхность является гидростатическое всплывание (28), то по изложенным данным в наиболее яркой форме этот механизм проявился в раннем голоцене; в позднем голоцене, вероятно, в большей мере, чем раньше, к гидростатическому способу подъема магм добавляются тектоническое выдавливание и подъем магм за счет образования двухфазной смеси /в магме/ с большими объемами газов. Высота чисто эффузивных извержений с $E \approx 5-10\%$ является вероятно критерием величины гидростатического напора магмы; в раннем голоцене эта высота составляла около 3000м, а в позднем голоцене — около 500м над уровнем моря. Поскольку мощность земной коры и величина литостатического давления в районе в течении голоцена очевидно не менялись, эта разница в высотах вероятно указывает на более высокое интрузивное давление в глубинной магматической камере в раннем голоцене. С более высоким напором магмы в это время связаны и большие площади лавовых покровов.

Термодинамические условия локализации магм в позднем голоцене становятся более разнообразными, перерыв между внедрениями сравнительно мал (в несколько сот лет?). Место внедрений при этом постоянно меняется, что мы должны по-

Ставить в связь с тектонической активностью того или иного участка земной коры. Остановлюсь коротко на тектонике и геофизической характеристике Толбачинского дола. За пределами вулканических построек Острого и Плоского Толбачика образования региональной зоны приурочены к структурам типа вулкано-тектонических депрессий: СВ ветвь зоны - к кальдере Зиминных сопок, ЮОЗ ветвь - к обширной Толбачинской депрессии (9,30). По данным аэромагнитной съемки в пределах поля ареальных вулкаников ЮОЗ ветви региональной зоны намечается ряд крупных захороненных базальтовых построек на широтах конусов Колизей, Алаид /три вулкана/ и вблизи широтного участка русла р.Толбачик /три вулкана/. Объемы Толбачинской депрессии и вулканизма в её пределах различаются незначительно, что позволяет говорить о некоторой роли процессов компенсационного оседания /связанного с изливанием базальтов/ в развитии депрессии.

Через зону регионального вулканизма в районе г.Мохнатая, там, где преобладает субмеридиональное простирание разломов, проходит широтная полоса значительных градиентов силы тяжести, интерпретируемая как Толбачинско-Адриановский сбросо-сдвиг. Вдоль сброса-сдвига предполагается опускание мелового фундамента под региональной зоной на глубину около 4 км. Сама региональная зона в поле силы тяжести выражена плохо. В магнитном поле, наоборот, зоне соответствует протяженный линейный максимум значительной интенсивности.

Разломы, контролирующие положение шлаковых конусов,

как это видно на схеме /см.рис.1/, группируются в две ветви, сходящиеся под углом $150-160^{\circ}$ у вершины Плоского Толбачика. Предполагается, что этот угол схождения зон связан с наклоном общей разломной зоны под углом $\approx 75^{\circ}$ к востоку. Учитывая значительную протяженность зоны разломов /шлаковых конусов/, её компактность, то есть небольшую ширину /3-5км/, существенно базальтовый состав извергающихся вулканитов, можно думать, что мы имеем дело здесь с поверхностным проявлением глубинного разлома. Северо-восточная ветвь этого разлома пересечена профилем ГСЗ в верховьях р. Студеная, при этом получены соответствующие характеристики (6).

2650
2351

При изучении условий прохождения сейсмических волн в Ключевской группе вулканов под региональной зоной Толбачинского дола была выделена сейсмическая тень на глубинах 30-40 км (рис.2). Эта "тень" сообщается с более обширной общей зоной аномального прохождения энергии сейсмических волн в недрах Ключевских вулканов на глубинах 60 - 120км., достигая фактически фокального слоя землетрясений. Показано, что аномальные зоны в целом образуют асейсмичные окна в фокальном слое (27). Выделенные аномальные зоны интерпретируются как области генерации магматических расплавов (13). Важно заметить, что область генерации /или накопления/ расплавов в верхней мантии под региональной зоной Толбачинского дола имеет наименьшую глубину и возможно является апикальной частью общей зоны. Это накладывает опре-

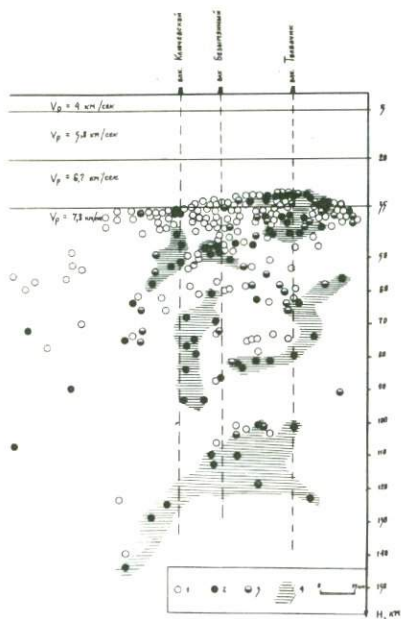


Рис.2. Область аномального поглощения энергии сейсмических волн в верхней мантии под Ключевской группой вулканов (по ИЗ).

Вертикальная проекция.

Кружочки показывают следы трасс землетрясений, проходящих через гипотетический разрез, отнесенный к Ключевской группе вулканов:

1 - с нормальным прохождением, без экранирования поперечных волн, 2 - с полным экранированием поперечных волн, 3 - с частичным экранированием поперечных волн, 4 - зоны аномального погло-

щения энергии сейсмических волн.

деленные ограничения на наши суждения относительно условий образования связанных с региональными зонами расплавов базальтов.

По изучению распространенности гипоцентров землетрясений, сопровождавших извержение 1975-76 гг, глубина залегания магматического источника для базальтов этого извержения определяется в 20 - 40 км (29), то есть близко к глубинам, определенным ранее. Мощность земной коры в районе

2954

около 30 км. Таким образом, источник для ареальных базальтов Толбачинского дола находится в верхней мантии. Магма, поднимается вверх по глубинному разлому, при этом движение магмы по-видимому компенсируется проседанием Толбачинской депрессии.

Вещественный состав пород

Петрография. Вулканические образования района, региональных зон и массивов Острого и Плоского Толбачика сложены преимущественно базальтами. Вулканиты Острого и Плоского Толбачика имеют состав плагиобазальтов, авгитофировых, оливин-пироксеновых, иногда афанитовых базальтов. По химическому нормативному составу они относятся к насыщенным толеитам (I2). В региональной зоне шлаковых конусов широко проявлены мегаплагиофировые базальты, для которых характерно присутствие крупных выделений плагиоклаза (от 3-х до 0,5 см). Эти породы были выделены Б.И. Пийпом (22), который подразделил базальты на гиганто-, мезо- и микроплагиофировые с размером плагиоклаза соответственно: до 2-3 см, до 0,5-1 см и меньше 0,5 см. Мегаплагиофировые лавы объединяют первые две разновидности. Позднее была установлена повышенная щелочность мегаплагиофировых лав, их принадлежность к тефрито-базальтам или слабощелочным базальтам (8,10,1). Микроплагиофировые базальты отнесены в тип известково-щелочных базальтов с выделением их высоко- и низкомагнезиальных разновидностей (I).

Из выделенных на схеме двух ареалов вулканитов регио-

нальной зоны более древние сложены преимущественно мегаплаггиофировыми базальтами, а молодые, позднеголоценовые, вулканы как мега-, так и микроплаггиофировыми базальтами. Среди них часто встречаются также оливин-пироксеновые и афритовые базальты, имеющие нормативный состав толеитов, и базальты промежуточных типов между существенно плагиоклазовыми мегаплаггиофировыми и оливин-пироксеновыми базальтами, то есть четкого подразделения на типы пород здесь провести нельзя.

В таблице 3 показан количественно-минеральный состав главных типов базальтов, охарактеризованных также и химическим анализом. Привязка образцов пород дана на рис. 3. Звездочкой в таблице 3 помечены оливин-пироксеновые базальты, имеющие относительно низкое содержание K_2O и высокое MgO и CaO , остальные базальты, мезоплаггиофировые или плагиобазальты, химически близки к тефрито-базальтам. Двумя звездочками помечен субафритовый базальт, близкий по химическим данным к среднему типу. Афритовые или афритовые базальты встречаются довольно часто, при этом их химизм широко варьирует от оливин-толеитовых до тефрито-базальтовых составов. В таблице показан состав различных фаций базальтов, образованных одним кратером, в течении одного извержения: 326I /шлак/ и 326IA /лава/ - г.Каменистая и I235X /шлак/ и I235 /лава/ - кратер Алайд. Между ними не наблюдается существенной разницы в вещественном составе. Высказанное ранее мнение (25), разделявшееся также и автором, о смене в течении одного извержения тефрито-базальтов оливин-толеитовыми базальтами

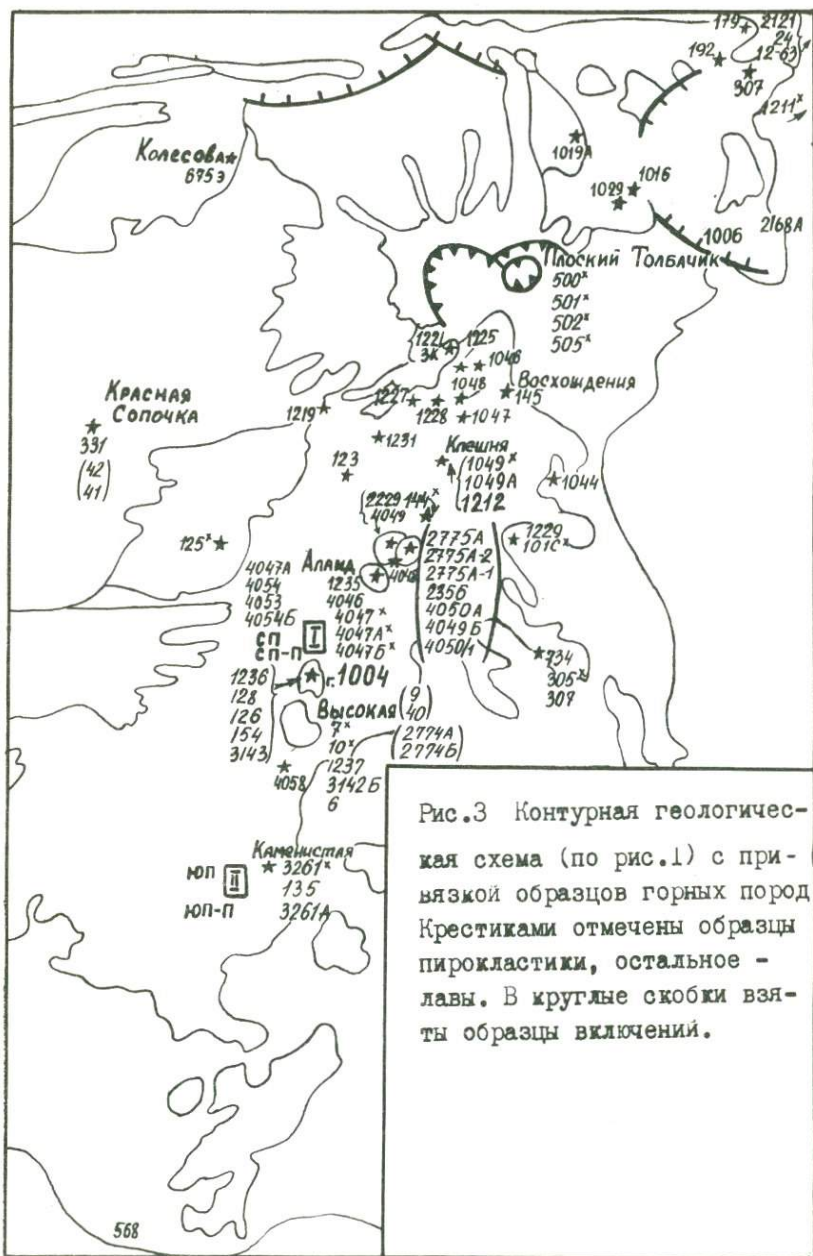


Рис.3 Контурная геологическая схема (по рис.1) с привязкой образцов горных пород. Крестиками отмечены образцы пирокластики, остальное - лавы. В круглые скобки взяты образцы включений.

пока не подтвердилось. Однако можно считать установленным, что подобная смена пород практически в одних и тех же пунктах извержений характерна для длительных периодов времени, измеряемых несколькими столетиями или тысячелетиями.

Соответствия состава и гипсометрии центров извержений не наблюдается. Так, мегаплаггиофировые базальты изливаются практически по всей длине региональной зоны от кратера Плоского Толбачика до её окончания с ЮЗ и СВ. В районе кратеров 1004, Алайд, Песчаные они наиболее часто перемежаются с оливин-пироксеновыми базальтами, Конус и потоки г.Каменная сложены оливин-пироксеновыми базальтами, хотя здесь же распространены и покровы мегаплаггиофировых базальтов. Наконец, укажем на перемежаемость тех же пород в кратерах, расположенных в стороне от оси региональной зоны (например, в кр.Красная сопочка-оливин-пироксеновый базальт и Колесова - мезоплаггиофировый базальт). Эти примеры можно было бы продолжить. Извержения исторического времени показывают, что базальты контрастного состава образуются одновременно, но в различных пунктах извержений. В 1941 г. главный кратер Плоского Толбачика извергал мегаплаггиофировые базальты, а побочный шлаковый конус, расположенный в 5 км от него, - оливин - пироксеновые субафировые базальты. Аналогичные указанным типы базальтов были образованы одновременно из центров отстоящих один от другого на 10 км и на 18 км от кратера Плоского Толбачика при извержении 1975-76 гг. Ниже будет показано, что эти контрастные типы базальтов разли-

1562

чаются по химизму.

Таблица 3

Количественно-минеральный состав пород

№№ об.	Рл	Ол	Слрх	Основная масса
31428	19,2	5,3	0,6	74,9 гиалопилитовая
326I шлак	0,5	4,7	9,6	85,2 гиалопилитовая
326IA ^ж лава	1,8	5,8	12,1	80,3 интерсертальная
I046	6,9	0,7	0,06	92,4 интерсертальная, близкая к микролитовой
I047	19,0	3,1	1,8	76,1 интерсертальная
I048 ^{жж}	1,7	0,1	-	98,2 Интерсертальная близка к микролитовой
I235 ^ж лава	3,1	2,6	4,8	89,5 интерсертальная
I235X шлак	1,2	2,1	0,6	91,1 интерсертальная
3143 ^ж	2,7	8,4	9,9	79,0 гиалопилитовая
I23I	4,5	0,2	0,3	95,0 пилотакситовая
I79 и I92	0,8- 1,5		0,5	98,0 интерсертальная

Примечание. Все подсчеты выполнены на МИУ-1. Нумерация образцов та же, что и в таблице 4. Рл - плагиоклаз, Ол - оливин, Слрх - клинопироксен. Рудный минерал в виде вкрапленников не встречен, лишь в обр. 3143 встречены его единичные зерна.

Как видно из таблицы 3, общее содержание фенокристаллов в породах не превышает 25%. Структуры пород эвпорфировые или миофировые, с четким разделением фенокристаллов и основной массы, хотя в некоторых базальтах может быть выделена генерация субфенокристаллов, представляющих собой крупные микролиты. Более всего это свойственно оливину, меньше - плагиоклазу. Основная масса пород хорошо раскристаллизованы, в их составе резко преобладает плагиоклаз. Встречаются микросегрегации крупных микролитов /субфенокристаллов/ состава габбро / $Pl > Or > Cpx > Mt$ /. Среди фенокристаллов почти не встречается рудный минерал /титаномagnetит?/; он локализован в виде мелких зёрен в основной массе или в стекле. Очень редко встречаются включения рудного минерала в оливине и пироксене.

Плагиоклаз представлен обычно лабрадором среднего состава, 59 - 62% An . Размеры его колеблются от 2-3 см в мегаплагиофировых базальтах до 0,2-0,3 мм в плагиобазальтах. Содержание крупных выделений (I генерации) обычно не превышает 15%. Обычны сростки кристаллов лабрадора, выбрасываемые некоторыми кратерами в виде лапиллей. Изучение химического состава этих кристаллов показывает высокое содержание в них нормативного ортоклаза, иногда в два раза превышающее норму. Нет существенной разницы между свойствами плагиоклаза в описываемых здесь базальтах разного типа, поэтому сошлемся на подробное описание этого минерала, сделанное ранее (10,2). Отметим лишь свойственную для крупных выделений многократную

повторяющуюся зональность, которая свидетельствует о магматической природе этого минерала, и частое присутствие признаков оплавления плагиоклаза. Ранее был сделан вывод о том, что плагиоклаз мегаплаггиофировых базальтов кристаллизовался в глубинных и сравнительно равновесных условиях, зональность кристалла связывается с вариациями давления летучих в расплаве и по-видимому свидетельствует о медленном подъеме глубинной инекции в подошве земной коры; при этом всякий раз нарушаются и восстанавливаются условия равновесия (10). Плавление кристаллов происходит позднее, когда вспарывается кора и магма быстро устремляется к поверхности. Плавленные кристаллы имеют в образцах темносерую, почти черную окраску, связанную с его засорением включениями стекла. В кристаллах при этом появляется волнистое или мозаичное погасание, сложное двойникование, что может указывать на деформацию, одновременную плавлению.

Клинопироксен по составу близок к диопсиду^X. Обычны крупные выделения пироксена /2-4 до 5-6мм/, иногда образующие микровключения состава пироксенита или верлита.

Микровключения имеют крупнозернистую или перекристаллизованную микрозернистую структуру. Сrostки с оливином сравнительно редки, при этом оба минерала имеют равную степень идиоморфизма. Встречаются однако и включения оливина в крупных выделениях резорбированного пироксена. Пироксен обладает слабым плеохроизмом в светло-коричневых тонах. Пироксен обычно сильно резорбирован, при этом в нем появляются включения стекла, очертания становятся ксеноморфными, в^X по оптическим данным.

виде реакционного минерала появляется оливин, идентичный новообразованным субфенокристаллам этого минерала. В эксплозивных обломках /3161/ встречаются опациitized выделения пироксена. В этом случае в шлифах просматривается утраченный край кристалла с обильной рудной сыпью и скелетными выделениями новообразованного оливина. Для корродированных пироксенов характерно двойникование и волнистое погасание.

Оливин имеет состав $F_{0\ 85-93}$ до $F_{0\ 65}$, последний обычно встречается в мелких кристаллах мегаклафиофировых базальтов. В противоположность клинопироксену этот минерал имеет сильно варьирующие размеры и все переходы между крупными фенокристаллами /3-4мм/ и микролитами основной массы. В цифрах таблицы 3 значительная доля оливина приходится на субфенокристаллы /0,1 - 0,3мм/. Это чистые хорошо ограниченные кристаллы. Резорбция характерна для некоторых крупных выделений оливина, однако в нем при этом не наблюдается таких преобразований /выделение стекла или реакционные замещения/, как в пироксене; появляется лишь бухтообразная форма у выделений.

Содержание основной массы в базальтах и её структура показаны в табл. 3. В некоторых базальтах наблюдается интересное явление микрогетерогенности, выражающееся в образовании пятен, полосок основной массы, структура которой отличается от структуры матрицы. Например, на фоне интерсертальной или микролитовой, почти полностью раскристалли-

зованной основной массы, наблюдаются темные участки стекловатого строения с небольшим содержанием микролитов плагиоклаза. Стекло в последних участках является тахилитом и, как можно судить по цвету его /в сравнении с коричневым или бурым стеклом матрицы/, это связано с меньшей степенью окисленности участков, то есть здесь летучие имели по-видимому более восстановительный характер, чем в основной матрице. Такие участки встречаются в контуре пор, часто также на контакте с резорбируемыми фазами; возможно, что неравновесные с расплавом кристаллы являются при этом затравками для формирования неоднородности. В отдельных базальтах таких пятен довольно много /обр.1046/, так что они в целом напоминают расслоенные вариолитовые породы. Обособление пятен происходило до появления пор, вероятно, в приповерхностных условиях; этот процесс отражает гетерогенность расплава в смысле насыщения его летучими.

Рассмотрение петрографических признаков минералов базальтов позволяет сделать некоторые выводы относительно их природы. Мегакристаллы плагиоклаза являются глубокими интрателлурическими выделениями. Кристаллы пироксена и генерация корродированных оливинов могут быть как интрателлурическими так и реликтовыми выделениями. Среди выделений оливина преобладают субфенокристаллы, образованные вблизи эффузивной стадии кристаллизации. Хотя общее содержание кристаллов в базальтах достигает 25%, к интрателлурическим выделениям относится по-видимому не более 15-20%. Таким об-

разом, расплав был существенно жидким. Этот факт согласуется с недавними выводами Ю.С.Генштафта (4) о существенно расплавленном состоянии магм, поднимающихся к поверхности с верхней мантии, полученной им на основании изучения термодинамики и особенностей отделения магм от плавящегося субстрата.

Отмеченные факты коррозии фенокристаллов с замещением пироксена оливином, то есть обратного тому, как это происходит при реакционном замещении в нормально остывающих магмах свидетельствуют о вероятном перегреве магм при их подъеме к поверхности. Как можно судить по обилию афировых или субафировых пород в районе, условия перегрева магм проявляются здесь довольно часто. При этом речь может идти не об истинном перегреве, связанном с повышением температуры, а о понижении температур ликвидуса кристаллов при неизменяющихся температурах магмы в связи с растворением в ней дополнительного количества летучих /воды/. Если это заключение справедливо, мы можем предположить, что подъем магм к поверхности происходит в основном без выделения газовой фазы /кроме самых верхних уровней/, так как газ является наиболее мощным охладителем магмы. По расчетам Л.К.Грейтона (7), магма теряет около 100° своей температуры при подъеме с 40км до глубины 1км за счет адиабатического охлаждения. На последнем километре это падение температуры от расширения газа увеличивается более, чем в 2,5 раза или на 220° (7, стр.115). Потеря температуры магмой (около

100°) за счет адиабатического охлаждения может быть частично скомпенсирована перегревом магм (около 100°), связанным с падением давления в зоне истечения расплава (по 26, стр. 179). Взаимодействие этих механизмов температурной эволюции магмы вероятно и обеспечивает постоянство температуры магмы при её подъеме к поверхности (исключая уровень высокой газовой активности).

Х и м и ч е с к и й с о с т а в пород региональных зон шлаковых конусов приводится в таблице 4: 4 анализа пород терминального кратера Плоского Толбачика, 44 анализа пород ЮЮЗ зоны, 5 анализов пород СВ зоны и 4 средних состава пород извержения 1975-76гг по данным О.Н.Волинца и др. (7). Привязка образцов пород дается на схеме /рис.3/.

Почти все породы относятся к базальтам. Андезито-базальты появляются в СВ региональной зоне /ан.1211,24,307-63/, по-видимому, в связи с пересечением ею образований Плотины, Зиминных сопок, вулкана Безымянного, представляющих андезитовую формацию Ключевских вулканов. В формировании андезито-базальтов вероятно влияние ассимиляции или процессов смешения магм различной формационной принадлежности.

В соответствии с предложенной недавно классификацией (I), основанной на содержании K_2O в породах, описываемые базальты относятся к различным группам: субщелочных базальтов /или тефрито-базальтов/ и известково-щелочных базальтов /плагриобазальтов/. Гистограммы /рис.4/ для различ-

Таблица 4

Химические анализы пород региональных зон шлаковых конусов Толбачинского дола.

ОКИС- ЛЫ	500	501	502	509А	7	10	1237	3142Б	6	101С	123
SiO ₂	49,94	51,66	50,29	51,44	51,35	52,47	50,84	51,32	50,85	50,42	51,22
TiO ₂	1,80	2,26	1,02	1,58	1,19	1,07	1,40	1,56	1,19	1,65	1,72
Al ₂ O ₃	17,60	14,58	19,60	18,71	18,61	14,69	17,31	17,23	14,71	15,86	16,18
Fe ₂ O ₃	2,93	2,06	2,23	2,33	3,37	2,90	3,51	4,20	6,16	5,77	3,41
FeO	7,75	9,28	6,76	6,92	6,49	7,93	7,12	6,29	4,66	5,02	7,12
MnO	0,23	0,17	0,14	0,16	0,08	0,19	0,12	0,16	0,13	0,18	0,19
MnO	4,38	4,91	5,63	3,69	5,64	7,82	5,25	4,52	8,51	6,19	4,86
CaO	8,60	8,18	7,42	8,68	7,90	8,66	8,71	9,12	8,84	9,01	8,33
Na ₂ O	4,00	3,17	2,89	3,77	3,73	2,51	3,40	3,34	3,21	3,37	3,57
K ₂ O	2,25	2,36	1,79	2,04	1,82	1,37	1,75	1,77	1,42	1,90	2,32
P ₂ O ₅	0,54	н/опр	0,15	0,25	0,49	0,39	0,20	0,60	0,30	0,44	0,48
H ₂ O ⁺	?	н/опр	1,34	0,25			0,16	0,13	0,07	0,34	0,46
H ₂ O ⁻	0,46	0,56	0,37	0,16		-	0,14	0,20		0,12	0,10
Сумма	100,48	99,63	99,63	100,05	100,70		100,60	100,44	100,23	100,27	99,95

ОКИС-	I25	I44	IO49	IO49A	IO48	I2I2	I2I9	I228	6759	I236	I28
SiO ₂	50,16	50,86	50,96	50,20	50,80	50,74	51,06	50,49	50,72	51,32	49,94
TiO ₂	1,60	1,40	1,35	1,44	1,40	1,31	1,52	1,18	1,20	1,21	1,40
Al ₂ O ₃	17,36	17,71	17,60	18,57	17,41	17,53	18,18	17,55	16,18	15,86	16,02
Fe ₂ O ₃	7,52	4,03	5,03	2,99	4,14	4,24	3,67	3,44	3,96	2,85	2,28
FeO	3,67	5,71	5,46	6,62	6,38	5,77	5,89	7,21	7,24	7,87	8,19
MnO	0,18	0,16	0,16	0,23	0,16	0,19	0,13	0,15	0,20	0,14	0,18
MgO	5,44	5,35	4,67	5,19	5,19	5,14	4,13	5,01	6,23	6,58	7,59
CaO	8,83	8,80	9,21	8,92	8,88	9,49	8,80	8,65	9,10	8,92	9,37
Na ₂ O	2,97	3,33	3,51	3,56	3,51	3,25	3,48	3,40	2,90	2,91	3,13
K ₂ O	1,68	1,70	1,67	1,67	1,62	1,53	1,99	1,72	1,98	1,40	1,44
P ₂ O ₅	0,40	0,33	0,32	-	0,40	5,53	0,66	0,50	0,11	0,44	0,55
H ₂ O ⁺	0,48	0,15	0,35	0,19	0,04	0,10	0,18	0,17	0,22	0,28	0,00
H ₂ O ⁻	0,22	0,20	0,04	0,42	0,40		0,41	0,04	0,10	0,03	0,12
Сумма	100,51	99,73	100,32	99,97	100,35	100,11	100,10	99,96	100,17	99,81	100,21

окислы:	I26	: I54	: 3I43	: 33I	: 326I	: I35	: 326IA	: I45	: 305	: 307	: 3I2
SiO ₂	50,20	50,32	49,76	52,04	50,38	50,86	50,82	50,80	51,28	51,26	51,12
TiO ₂	1,60	0,99	1,45		1,45	1,32	1,45	1,62	1,29	1,41	1,50
Al ₂ O ₃	15,96	17,73	13,40	-	14,05	14,17	14,41	15,88	18,23	17,52	17,46
Fe ₂ O ₃	2,59	2,78	7,00		4,89	3,15	2,96	3,02	2,88	2,71	4,04
FeO	8,62	6,44	4,74		6,38	7,30	8,02	7,84	6,44	7,18	6,09
MnO	0,18	0,21	0,18		0,18	0,20	0,17	0,19	0,17	0,17	0,16
MgO	6,54	7,33	8,61		7,90	7,73	7,44	5,57	5,10	4,21	4,40
CaO	9,44	9,59	9,35		9,70	9,96	9,70	8,43	9,17	8,45	9,17
Na ₂ O	2,94	3,04	3,09	3,12	2,96	2,77	2,96	3,35	3,19	3,65	3,65
K ₂ O	1,54	0,84	1,46	1,27	1,41	1,51	1,41	2,07	1,47	2,08	1,83
P ₂ O ₅	0,36	0,36	0,45	0,38	0,52	0,38	0,53	0,46	0,49	0,61	0,46
H ₂ O ⁺	0,16	0,20	0,17		0,11	0,36	0,24	0,14	0,32	0,19	0,19
H ₂ O ⁻	0,08	0,30	0,20		0,14	0,02	нет	0,20	0,20	0,12	0,16
Сумма	100,19	100,13	99,86		100,07	99,73	100,11	99,57	100,23	99,46	100,23

ОКИС- ЛЫ	586	1044	1227	1225	1221	3K	1048	1046	1047	1229	1235	1231
SiO ₂	51,06	50,78	49,30	49,82	49,44	49,84	50,80	51,18	50,70	51,08	51,03	51,40
TiO ₂	1,52	1,64	1,31	1,20	1,19	0,95	1,40	1,35	1,64	1,53	1,45	1,70
Al ₂ O ₃	15,79	16,84	16,67	17,00	15,10	15,73	17,41	17,62	16,38	17,24	15,50	17,48
Fe ₂ O ₃	2,90	3,63	3,81	4,55	3,18	3,28	4,14	3,95	3,79	3,47	2,74	4,19
FeO	7,95	6,21	6,52	5,69	6,78	6,16	6,38	6,18	7,30	7,27	7,58	6,64
MnO	0,18	0,25	0,17	0,19	0,20	0,12	0,16	0,16	0,19	0,17	0,19	0,17
MnO	5,60	6,38	6,35	6,35	9,06	9,83	5,19	4,54	4,87	4,50	7,41	4,12
CaO	9,06	8,24	10,11	10,24	9,99	9,61	8,88	9,47	8,83	9,00	9,49	7,66
Na ₂ O	3,28	3,50	2,70	2,70	2,70	2,51	3,51	3,51	3,37	3,60	2,78	3,51
K ₂ O	1,86	2,19	1,29	1,32	1,39	1,17	1,62	1,57	1,83	1,83	1,45	2,24
P ₂ O ₅	0,53	-	0,45	0,55	0,32	0,25	0,40	0,48	0,59	0,53	0,40	0,67
H ₂ O ⁺	0,21	0,23	0,40	0,24	0,10	0,08	0,04	0,19	0,47	0,20	0,31	0,41
H ₂ O ⁻	0,06	0,12	0,36	0,26	0,16	-	0,40	нет	нет	нет	0,18	0,02
Сумма	100,50	100,07	99,44	100,11	99,61	100,04	100,33	100,20	99,96	100,42	100,51	100,21

Продолжение табл. 4

окислы	4047	4047А	4047Б	4046	4049	4051	4048	4058	1211	24	307-63	179
SiO ₂	50,10	50,22	50,72	51,08	49,70	50,70	50,72	51,30	54,16	56,56	53,05	49,46
TiO ₂	1,18	1,18	1,22	1,30	0,93	1,57	1,39	1,71	0,98	0,74	1,60	1,17
Al ₂ O ₃	15,04	15,80	14,88	17,49	14,29	18,53	18,92	17,09	17,47	6,81	17,16	17,48
Fe ₂ O ₃	2,77	1,66	2,36	1,64	2,63	1,76	4,75	2,97	2,54	5,71	3,17	3,05
FeO	6,91	6,91	6,93	6,19	6,93	7,59	3,63	7,33	5,97	3,88	5,39	7,59
MnO	0,16	0,21	0,16	0,20	0,24	0,19	0,17	0,19	0,16	0,14	0,17	0,25
MgO	9,06	9,79	9,02	7,93	10,27	4,35	4,72	5,46	4,57	3,13	3,96	4,76
CaO	10,33	9,88	9,88	8,76	10,91	8,46	8,76	8,06	8,36	8,68	8,37	10,54
Na ₂ O	2,45	2,50	2,55	2,90	2,05	3,15	3,70	3,15	3,25	2,68	3,88	3,78
K ₂ O	0,90	1,20	1,10	1,50	0,75	1,75	1,75	1,75	1,56	1,34	2,40	1,54
P ₂ O ₅	0,41	0,26	0,40	0,36	0,16	0,24	0,41	0,28	0,40		0,70	н/оп
H ₂ O ⁺	не определялась								0,31	0,70	0,15	0,32
ппп	0,64	0,51	0,61	0,51	0,87	1,48	0,96	0,47	0,40	0,08	-	0,10
Сумма	99,82	100,18	99,95	99,90	99,77	99,81	99,93	99,50	100,1	99,78	100,0	100,04

окис- лы	I92	IO06	IO23	IOI6д	IOI9A	2I2I	2I68A	I2-63	С.П.	ЮП	СП-П	ЮП-П
SiO ₂	50,48	51,80	51,38	51,16	49,06	52,38	51,50	54,02	48,85	51,04	50,00	50,14
TiO ₂	1,87	1,60	1,58	1,39	1,07	1,74	1,65	1,04	0,98	1,50	1,59	1,50
Al ₂ O ₃	17,44	18,64	18,95	18,39	16,63	17,89	19,56	20,09	13,31	16,68	15,81	16,02
Fe ₂ O ₃	3,26	2,02	3,37	2,22	7,33	2,34	0,83	3,42	3,74	3,67	3,28	2,84
FeO	7,16	6,59	5,24	6,65	2,29	6,65	6,81	3,50	6,28	6,84	7,14	7,57
MnO	0,25	0,18	0,19	0,19	0,21	0,17	0,18	0,20	0,16	0,15	0,16	0,16
MgO	5,24	4,05	4,71	5,25	8,86	3,72	4,32	3,64	10,04	5,24	6,48	6,65
CaO	8,02	8,47	8,38	8,57	10,62	8,01	8,01	8,94	11,68	8,87	9,93	9,75
Na ₂ O	3,42	3,50	3,40	3,30	2,25	3,40	3,85	3,20	2,39	3,49	3,21	3,09
K ₂ O	1,71	2,15	1,90	1,90	0,80	2,70	2,05	0,90	0,96	1,93	1,67	1,75
P ₂ O ₅	н/оп	0,52	0,46	0,41	0,16	0,63	0,49	0,16	0,24	0,41	0,30	0,31
H ₂ O ⁺	0,68	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	н/оп	0,09	0,10	0,00	0,00
H ₂ O ⁻	0,00	0,23	0,18	0,07	0,24	0,18	0,18	0,19	0,17	0,15	0,31	0,24
Сумма	99,53	99,63	99,61	99,40	99,44	99,54	99,27	99,28				

Дополнение примечаний к таблице 4.

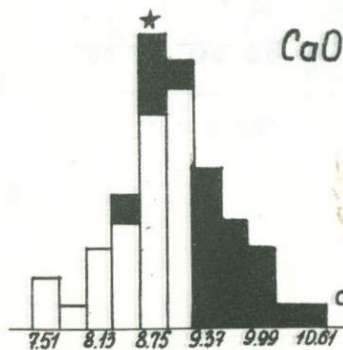
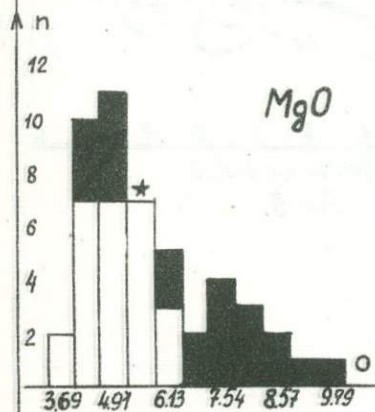
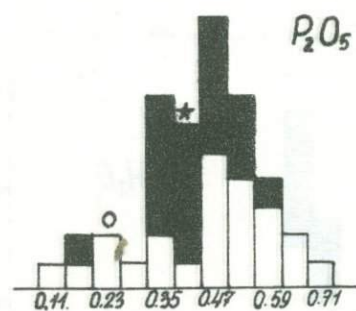
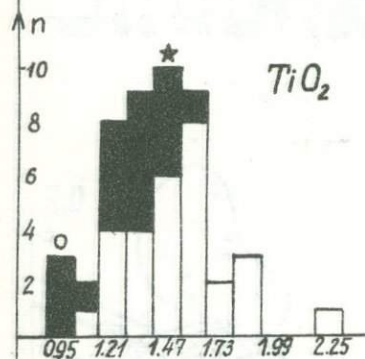
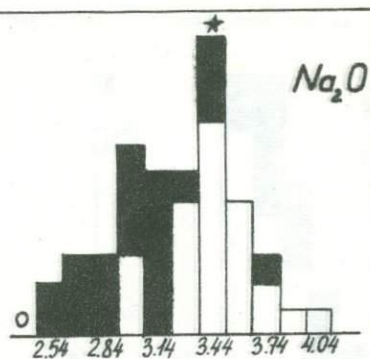
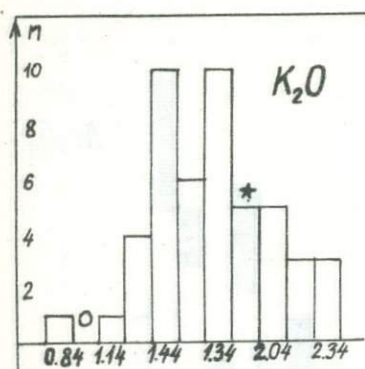
4047, 4047А, 4047Б - субафировый оливиновый базальт, бомба и шлаки кратера Алаид; 4046 - мезоплагифировый базальт, поток у северного подножия кратера Алаид; 4049 - субафировый оливиновый базальт, шлаковый конус кратера Песчаные горки; 4051 - мезоплагифировый базальт, отдельный шлаковый конус с СЗ от кратера Песчаные горки; 4048, 4058 - плагиобазальт, шлаковый конус с юга от г. Высокая; Ю06 - мезоплагифировый базальт, раннеголоценовые платообразования в крестовой части СЗ зоны; Ю23 - мезоплагифировый базальт, лава шлакового конуса на высоте 1600 м в осевой части СЗ зоны; Ю16Д - мезоплагифировый базальт, лавовый поток на высоте 1500 м в осевой части зоны, ранний голоцен; Ю19А - окисленный оливин-пироксеновый базальт, шлаковый конус 1639 в СЗ зоне; 2121 - оливиновый мегаплагифировый базальт, поток конуса у южного подножия вулкана Безымянного, с востока от купола Экспедиции; 2168А - микро- мезоплагифировый базальт, серия лавовых потоков в верховьях р. Левый Толбачик под Толбачинским перевалом, это - наиболее юные образования в СЗ зоне, возрастные аналоги лав р. Студеной. (обр. 179 и 192); 12- 63 - плагиобазальт, лавовый поток в верховьях р. Ключ Тундровый, у восточного подножия Плотины, СЗ зона.

Анализы выполнены в химико-минералогической лаборатории г. Керчь, аналитик Ф. Яковлева.

Примечание к таблице 4. Кратер Плоского Толбачика: 500, 501, 502, 509 – мегаплагифирировые базальты, бомбы и шлаки. ЮЮЗ региональная зона: 7 – шлаковый конус г. Высокая /колл. А.И. Абдурахманова/; 10 – оливин-пироксеновый субафирный базальт, шлаковый конус г. Высокая; 1237 – оливинный мезоплагифирировый базальт, лавовый поток г. Высокая; 3142Б – тоже, что и 1237, истоки лавы; 16 – лавовый поток г. Высокая /колл. А.И. Абдурахманова/; 101С – шлаковый конус 1249 /колл. А.И. Абдурахманова/; 123 – разрушенный кратер на высоте 830м, бомба /колл. А.И. Абдурахманова/; 125 – шлаковый конус 665 /Лесной/ /колл. Абдурахманова/; шлаковый конус в группе кратера Клешня, бомба /колл. А.И. Абдурахманова/; 1049 – оливин содержащий мезоплагифирировый базальт, кр. Клешня, шлак; 1049А и 1212 – мезоплагифирировый базальт, близкий к плагиобазальту, лавовый поток кр. Клешня; 1219 – мезоплагифирировый базальт, близкий к плагиобазальту, лавовый гребень на левом борту руч. Водопадный; 1228 – оливинный субафирный базальт, лавовый поток вблизи кратера 194Г., истоки потока на высоте 1550м; 675Э – оливин-пироксеновый мезоплагифирировый базальт, кратер Колесова; 1236, 128, 126 – оливин-пироксеновый мезоплагифирировый базальт, близок к плагиобазальтам, лавовые потоки вблизи кр. 1004; 154 – субафирный оливинный базальт, кр. 1004, бомба; 3143 – оливин-пироксеновый базальт, кр. 1004, бомба; 331 – окисленный пироксеновый базальт, кр. Восхождения /Красная сопочка/; 3261 – оливин-пироксеновый базальт, кр. Каменистая, бомба; 135, 3261А – оливин-пироксен-плаггиоклазовый базальт, соответственно номерам – северный и южный лавовые потоки кр. Каменистая; 145 – мезоплагифирировый базальт лавовый поток конуса 1829 /колл. Абдурахманова/, 305 – шлаковый конус 734, стенка кратера /колл. А.И. Абдурахманова/; :307 – вблизи конуса 734, лавовый поток /колл. А.И. Абдурахманова/; 312 – шлаковый конус 1067, бомба /колл. А.И. Абдурахманова/; 568 – мезоплагифирировый базальт, борт р. Толбачик /колл. А.И. Абдурахманова/; 1044 – мегаплагифирировый базальт, лавовый купол на высоте 1250м,

раннеголоценовые излияния; I227 - субафировый оливин-пироксеновый базальт, лавовый поток вблизи конуса I94Iг., высота около I500м; I225 - оливинный плагиобазальт, лавовый поток вблизи конуса I94Iг., высота I900 - 2000м; I22I, и ЗК - субафировый оливин-пироксеновый базальт, поток кр. I94Iг.; I048 - оливин-плагиоклазовый базальт, близкий к плагиобазальтам, лавовый поток конуса на высоте I650м; I046 - плагиобазальт, наиболее юный поток из пачки лав, залегающий на высоте I400 - I600м; I047 - оливин-пироксеновый мезоплагиофировый базальт, лавовый поток на высоте около I500м; I229 - оливинный плагиобазальт, лавовый поток кр. Песчаные горки; I235 - оливин-пироксеновый мезоплагиофировый базальт, лавовый покров кр. Алаид; I23I - плагиобазальт, лавовый поток конуса на высоте I300м. СВ региональная зона: I2II - плагиоклазовый андезит-базальт, шлаковый конус на склонах Зиминных сопок; 24 - дупироксеновый андезит-базальт, лавовый поток, вытекающий из под купола Лохматый вулкана Безымянного; 307/63 - оливинный мегаплагиофировый базальт, район Плотины; I79-й I92-афировый базальт, лавовые потоки в верховьях р. Студеной. Извержение I975 - 76гг: СП и ЮП - средние составы базальтов соответственно Северного и Южного прорывов; СП-П и ЮП-П - промежуточные породы того и другого прорывов (I).

ных окислов пород показывают относительную роль тех и других пород. Видно, что известково-щелочные базальты со средним содержанием $K_2 \leq 1,2\%$ являются редкими породами, хотя именно к ним относится подавляющая часть пород I прорыва извержения I975г. Все известково-щелочные базальты представлены магнезиальными разностями. Подавляющее число базальтов составляет таким образом группу тефрито-базальтов, притом в них выделяются глиноземистые и магнезиальные разности.



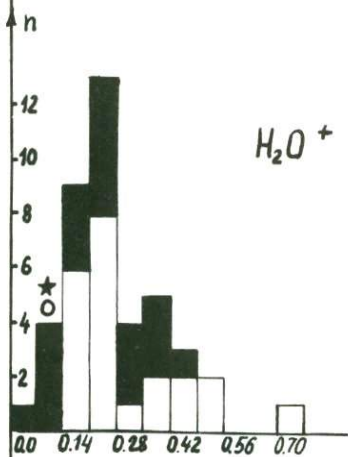
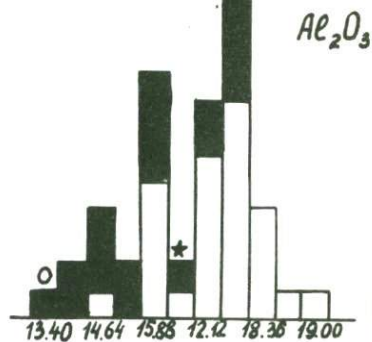
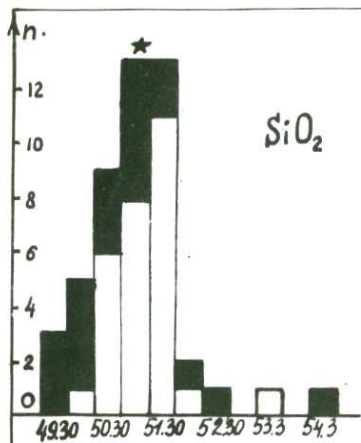


Рис. 4

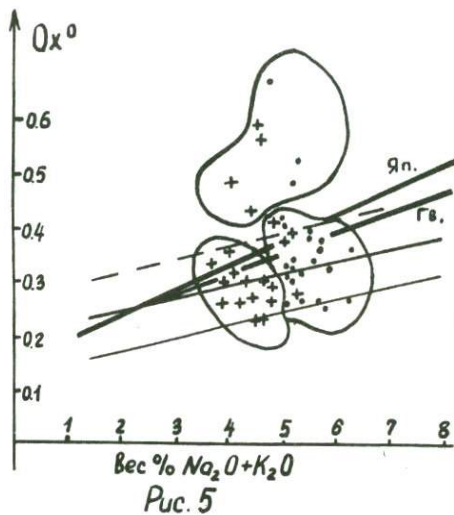


Рис. 5

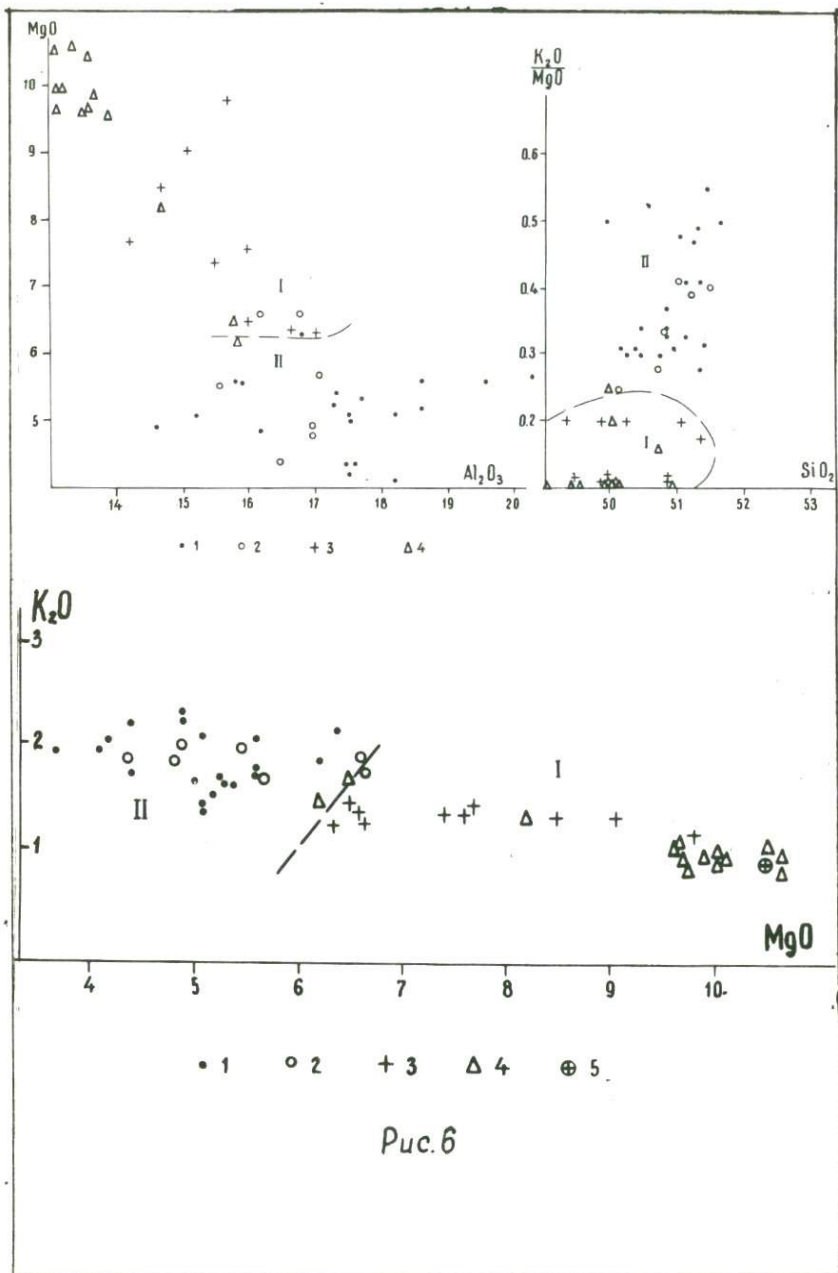


Рис. 6

Рис. 4 Гистограммы окислов пород региональной зоны по данным таблицы 4.

Зачернены гистограммы пород с содержанием $K_2O < 1,63\%$, светлое - породы с $K_2O > 1,63\%$. Кружочком показан средний состав базальтов северного прорыва 1975г, звездочкой - средний состав базальтов южного прорыва 1975-76гг.

Рис. 5 Соотношение коэффициента окисленности и суммы щелочей в породах региональной зоны.

Крестики - породы с содержанием $K_2O < 1,63\%$, точки - с содержанием $K_2O > 1,63\%$. Группа точек сверху диаграммы относится к породам, окисленным на поверхности. Тонкие линии показывают предельные и средние значения Ox^O в породах региональной зоны. Первичные значения Ox^O по-видимому соответствуют нижней прямой. Для сравнения показаны те же зависимости в вулканитах Японии и Гавайских вулканов.

Рис. 6 Петрохимические различия низкокалиевых /I/ и высококалиевых /II/ базальтов в сравнении с базальтами извержения 1975-76гг.

I и 3 - породы доисторических извержений и извержения 1941г: I - мегаплагиофировые лавы, 3 - плагиобазальты, оливин-пироксеновые базальты; 2 и 4 - породы Новых толбачинских вулканов: 2 - южный /II/ прорыв, 4 - северный /I/ прорыв; 5 - средний оливимовый толеит Ключевских вулканов.

1562

По гистограмме для K_2O базальты условно могут быть разбиты на два типа: с меньшим /I/ и большим /II/, чем I,63% содержанием K_2O . Для первых характерен пик с $K_2O = 1,44\%$, для вторых - I,74%. Распределение K_2O в породах таково, что указанные пики могут оказаться случайными и при большем количестве анализов дать один пик со средним содержанием = I,63%. На остальных гистограммах показана встречаемость окислов в породах, общая и в двух выделенных типах, светлым столбиком - для пород II типа, а черным - для I. Базальты с $K_2O < 1,63\%$ в среднем несколько менее кремнеземистые. Базальты разной калиевости хорошо различаются также по содержанию MgO , CaO и TiO_2 /рис.6/. В базальтах II типа содержание TiO_2 больше, а MgO и CaO меньше, чем в низкокалиевых базальтах.

Высокое содержание CaO в низкокалиевых базальтах связано с присутствием в них компонентов кальциевого клинопироксена, так как эти базальты бедны плагиоклазом.

Из других особенностей интересно отметить в среднем несколько более высокие содержания в базальтах II типа Al_2O_3 , P_2O_5 и H_2O^+ . Различия в содержании воды небольшие, однако эта особенность подтверждается также и изучением зависимости: сумма щелочей - степень окисленности /рис.5/.

Степень окисленности пород $Ox^0 = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn}$ зависит от содержания кислорода в магме и в связанных породах даёт прямую корреляцию с суммой щелочных окислов (23).

Рис.5 показывает в целом немного более высокое значение

Ox^0 в базальтах II типа, хотя разброс точек довольно значителен. Поле точек с очень высоким Ox^0 связано с вторично окисленными породами. Первичное значение окисленности магмы по-видимому определяется минимальными значениями Ox^0 . На график для сравнения вынесены тренды зависимости: Ox^0 — сумма щелочей для связанных вулканических пород Гавайских островов и Японии (по 23), показывающие более высокую степень окисленности тех и других. Содержание воды в наших ареальных базальтах составляет в среднем 0,25%. Учитывая низкую окисленность пород, можно по-видимому по этим данным говорить о сравнительно сухих и восстановительных условиях генерации базальтовых расплавов.

Выделенные типы базальтов, как отмечалось, имеют по преимуществу разный петрографический состав /см. также примечание к табл.4/: высококалиевые являются мега- и мезоплагифируемыми, а базальты с $K_2O < 1,63\%$ — оливин-пироксеновыми или оливин-пироксен-плаггиоклазовыми, мезо- и микроплагифируемыми, хотя из этого правила имеется множество исключений. В той и другой группе часто встречаются афировые породы. Наиболее широко распространены базальты II типа и промежуточные, хотя гистограммы дают иную картину. О пространственных соотношениях базальтов разного типа, об их перемежаемости в разрезах и синхронном проявлении уже писалось ранее. Отмечу лишь примеры сосуществующих базальтов разного типа, охарактеризованных химическим анализом. Это — базальты г.Высокой и окрестностей /анализы: 7,10, I237,3I42Б,6/, образованные в позднем голоцене /моложе

1951

2000 лет/ или базальты в районе кратера Клешня, образованные в течении раннего /ан. I044/ и позднего голоцена /ан. I44, I049A, I049, I2I2/, также - одновозрастные базальты кр. Красная Сопочка /ан. 33I/ и Колесова /675Э/.

Эти факты определенно указывают на отсутствие какой-либо пространственной зональности в распределении базальтов различного петрохимического типа и на теснейшие генетические или парагенетические связи между разными типами базальтов. Этот вывод по существу был сформулирован нами ранее (I4), однако здесь кажется важным акцентировать на этом внимание, поскольку в литературе высказана и иная точка зрения (3I).

Состав пород включений

Включения в базальтах шлаковых конусов довольно многочисленны и разнообразны по составу, но в целом могут быть разбиты на две группы: первая, полнокристаллические, преимущественно габброидные породы и вторая - включения осадочных или эффузивных пород неглубоко залегающего фундамента. Включения второй группы в связи с их значительным преобразованием и плавлением иногда превращены в пемзоподобные белые породы, внешне не отличимые от настоящих магматических пемз. Афировые или близкие к ним породы /в пирокластической фации/ иногда очень богаты включениями второй группы. Примерами конусов, вулканиты которых богаты включениями являются Песчаные горки и безымянные конусы в районе г. Высокая. Включения второй группы многочисленны среди

пирокластики конусов Северного прорыва 1975г.

В изученных случаях наблюдается следующая встречаемость включений разного состава /по сборам А.И.Фарберова и автора/ - табл.5.

Таблица 5

Встречаемость включений в базальтах
Толбачинского дола (в %)

Породы включений	Район г.Высокой /42/	Песчаные горки /60/	Северный прорыв / ~ 300/
Лавы, туфогенно-осадочные породы	10	75	100
Порфириовидные микро- долериты	12	-	-
Лейкогаббро, габбро- анортозиты	14	25	-
Габбро	64	-	-
Дуниты	2,5	-	-

Примечание: в скобках при обозначении районов показано количество просмотренных обломков пород.

П о л н о к р и с т а л л и ч е с к и е в к л ю ч е н и я за отдельными исключениями имеют небольшие размеры и овальные изометричные очертания /2-3 см до 5 см/. Строение мелко- и среднезернистое. Поверхность включений обычно рыхлая, пористая, часто в них присутствуют пленки и пятна вулканического стекла. Структура этих пород трахито-

идная, офитовая с явным преобладанием среди продуктов кристаллизации лейстовидного плагиоклаза, который образует каркас структуры. Породы кристаллических включений в районе г. Высокая заметно окислены.

Изредка встречаются крупные угловатые включения /до 10 см/ внешне напоминающие окисленные кристаллокластические туфы или измененные пироксеновые базальты, оказывающиеся при микроскопическом изучении глубоко переработанными ороговикованными крупнозернистыми габбро-анортозитами или пикритами /?/. При этом ясно, что переработка произошла до попадания включений в лаву, так как не наблюдается следов реакционных взаимоотношений между ними. В некоторых таких образцах наблюдается постепенный переход от плотных нормально интрузивных габбро-анортозитов к рыхлым пористым туфоподобным породам, содержащим крупные выделения клинопироксена и плагиоклаза. Плагиоклаз преобразуется, темнеет за счет переполнения включениями стекла и мелких минералов.

Количественно-минеральный состав полнокристаллических включений приводится в таблице 6, а их химический состав в таблице 7. Под микроскопом обнаруживается катаклиз и ороговикование некоторых габброидов. Почти все включения содержат пленки стекла в прожилках либо в оторочках кристаллов и в интерстициях. В глубоко переработанных пикритах /?/ основная масса породы представлена полнокристаллическим агрегатом плагиоклаза, пироксена и магнетита, окисленного до гематита, широко развит хлорит, отмечены листочки биоти-

Таблица 6

Количественно-минеральный состав полно-
кристаллических включений /в % /

Название пород	Pl	Clpx	Ol	Mt	Структура, со- держание стекла
Оливиновое габбро, 2774в	62,7	22,1	7,6	2,2	трахитоидная; распад Ol, стекла - 5,6
Лейкогаббро, 2774а	75,1	6,8	12,3	2,1	трахитоидная, ороговикование и катаклаз
Анортозит, 2775а ^х	92,9	-	7,0	-	офитовая
Пироксен-оливино- вое габбро, 2775а/2	34,0	19,0	39,7	7,1	габбровая, стекла - 0,2
Оливин-пироксено- вое габбро, 2775а/1	65,6	14,8	11,6	-	габбро-офито- вая, стек- ла - 8,0
Габбро-анортозит 2775а/3	80	2,5	9,2	-	офитовая, стекла - 9,3
Метаморфизован- ный пикрит, 2356	29,9	41	6,5	Hm 17,2	перфириблосто- вая, Bi-0,2; Cl -5,3

Примечание. Обозначения смотри в табл.3, кроме того: Mt - титано-магнетит, Hm - гематит, Bi - биотит, Cl - хлорит. Звездочкой помечен образец, имеющий гетерогенное строение, химанализ в табл.7 соответствует более меланократовой разности этой породы.

та. Отмеченные изменения характерны для зеленосланцевой фации метаморфизма. Преобразование пикрита /?/ шло по-видимому с привнесом калия и железа.

Состав плагиоклаза габброидов заметно варьирует, от An_{94} до An_{36} в разных образцах.* Генерация крупных незональных идиоморфных или ксеноморфных выделений, имеющих часто мозаичное погасание, относится к лабрадор-битовниту / An_{60-87} An_{83-94} , An_{77-92} , An_{67-87} и др./ . Соотношения состава плагиоклаза при пятнистом погасании такие: An_{85} и An_{79} , An_{92} и An_{50} , An_{60} и An_{32} . Плагиоклаз габброанортозитов имеет состав An_{57-65} . Генерация плагиоклазов среднего состава / An_{36-50} / с низкой степенью упорядоченности развивается в виде самостоятельной фазы и при грануляции крупных выделений. Упорядоченность крупных выделений плагиоклаза I генерации составляет 0 - 0,5 - 0,7, в целом она выше, чем у мелких выделений. Нормативный состав плагиоклаза в габброидах составляет An_{70-80} , то есть он близок к модальному составу плагиоклаза I генерации.

Оливин габброидов представлен двумя генерациями, различающимися по размеру кристаллов. Крупные кристаллы / \gg Имм / относятся к наиболее ранним выделениям; они образуют сростки с плагиоклазом, часто наблюдается превращение оливина с выделением рудного /симплектитовые срост-

* Данные из статьи: Ермаков В.А., Фарберов А.И., Кирков Ю.В., Хотин М.Ю. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки /находится в печати/.

ки/. Оливин I генерации так же, как и плагиоклаз, содержит включения стекла, которые появляются наряду с резорбцией фаз. Мелкий оливин /II генерации/ представлен чистыми кристаллами. Клинопироксен чаще всего ксеноморфен по отношению к оливину и плагиоклазу, в нем также проявлена резорбция. Обычно клинопироксен и плагиоклаз второй и последующих генераций образуют пойкилитовые сростания, в которых плагиоклаз является более идиоморфным минералом. Отмеченные взаимоотношения минералов в габброидах позволяют наметить следующий порядок кристаллизации: сначала $P\ell + O\ell$, затем при продолжающейся кристаллизации этих минералов к ним присоединяется клинопироксен. Кристаллизация заканчивается совместным выделением плагиоклаза и пироксена.

Сравнение количественно-минерального состава фенокристаллов базальтов, вмещающих полнокристаллические включения, и самих включений показывает возможность образования некоторых из этих включений при отсадке минералов из кристаллизующейся базальтовой магмы. Возможно, что таким путем образованы включения богатые оливином и близкие по химизму к вмещающим базальтам /2775а/1, 2774а, 2774в/. Однако ряд признаков включений при этом остаются не объясненными. Это — повсеместный катаклаз и ороговикование включений, более основной состав плагиоклаза /I генерации/ включений по сравнению с плагиоклазом вмещающих пород, другой, чем во вмещающих породах, порядок кристаллизации темноцветных минералов, в частности пироксена. Если и происходит процесс отсадки минералов в магме, он не может иметь заметных мас-

Химический состав включений в базальтах

ОКИС- ЛЫ	42	2356	2775А/2	2775/1	2775А	2774А	2774В	30	40	41	9	4050А
SiO ₂	47,10	46,00	41,08	43,70	46,52	46,84	47,38	59,42	62,20	63,81	69,18	49,42
TiO ₂	1,20	0,97	1,77	0,35	0,53	1,10	0,80	0,35	0,17	0,18	0,09	1,65
Al ₂ O ₃	8,20	8,45	11,66	21,72	18,37	18,47	18,49	18,74	18,16	17,54	16,48	14,91
Fe ₂ O ₃	4,17	2,96	6,59	1,21	2,00	4,07	4,85	4,26	1,36	1,61	1,21	6,43
FeO	9,08	10,97	14,37	7,01	5,75	5,63	6,03	1,36	3,38	3,36	1,38	4,70
MnO	0,16	0,28	0,26	0,12	0,13	0,14	0,15	0,04	0,05	0,04	0,01	0,22
MgO	17,57	17,42	13,76	11,59	9,38	8,30	5,92	3,06	3,24	3,60	1,03	8,30
CaO	9,54	9,20	8,39	12,46	14,65	12,52	11,48	5,48	6,69	4,80	2,64	8,81
Na ₂ O	1,81	1,66	1,77	1,10	1,44	2,06	3,10	3,96	3,68	3,52	5,01	2,30
K ₂ O	1,10	1,05	0,40	0,32	0,48	0,49	0,74	1,12	0,87	1,42	2,75	1,90
P ₂ O ₅	0,49	0,35	0,11	0,13	0,13	0,22	0,19	0,23	0,29	0,18	0,18	0,30
H ₂ O ⁺	0,04	0,20	0,19	0,21	0,26	0,18	0,37	0,46	0,10	0,11	0,10	н/оп.
IIIИ	-	-	-	-	-	-	-	2,05	0,05	0,11	0,51	0,76
Сумма	100,46	99,51	100,35	99,97	99,64	100,20	99,50	100,53	100,68	100,22	100,57	99,75

Продолжение табл. 7

Окис- лы	4050А	4049Б	4050/І	4053	4054 Б	4054	4057А
SiO ₂	50,38	59,76	50,56	52,42	52,66	51,32	89,52
TiO ₂	1,6	0,74	0,98	1,20	1,20	1,07	0,21
Al ₂ O ₃	16,31	8,51	15,39	18,85	18,64	15,60	3,18
Fe ₂ O ₃	7,22	4,63	8,25	2,77	3,65	1,14	0,24
FeO	2,75	0,32	0,37	5,49	4,46	5,42	1,74
MnO	0,19	0,14	0,20	0,15	0,15	0,19	0,05
MgO	6,99	2,47	9,80	8,45	5,95	10,74	1,44
CaO	8,38	6,71	10,43	7,78	7,01	10,43	2,05
Na ₂ O	2,75	4,05	2,55	3,45	3,25	2,40	0,55
K ₂ O	2,05	1,85	0,80	1,90	1,75	1,00	0,40
P ₂ O ₅	0,51	0,18	0,16	0,20	0,22	0,18	0,06
H ₂ O ⁺	н/оп.	н/оп.	н/оп.	н/оп.	н/оп.	н/оп.	н/оп.
III	0,81	0,69	0,63	0,69	0,68	0,48	0,43
Сумма	99,40	99,72	99,70	99,79	99,66	99,70	99,90

Дополнение примечаний к табл. 7.
 Включения в базальтах Песчаных горок: 4050А (два анализа) - порфировидный ороговикованный габро-анортозит, 4049Б - плавленый слоистый окисленный туфопесчаник, 4050/І - плавленый гематитизированный грубый туф базальта.
 Включения в афировых базальтах Северного прорыва (1975г.): 4053 - плавленый мегаплагиофировый базальт, 4054Б - пористый плавленый базальт, 4054 - плавленый афировый базальт с порами, выполненными стеклом, 4057А - кварцит.

Примечание к таблице 7 /привязка образцов/. 42 - кр.Красная сопочка; 2356 - один из конусов на высоте 1200м /сборы А.А.Таракановского/; 2775а/2, 2775а, 2775а/1 - конусы группы Песчаных горок; 2774а и 2774в - конусы в районе г.Высокая; 30 - конус Красный, светлая песчанистая порода с тонкой слоистостью; 40 - г.Высокая, вспененная бурая пемза; 41 - кр.Красная сопочка, флюидально-полосчатая порода; 9 - г.Высокая, белая пемза;. Образцы с 2775а/2 по 2774в - сборы А.И.Фарберова, образцы с 30 по 9 - сборы А.Абдурахманова.

штабов, так как остаточный расплав при этом должен обогащаться щелочами /калием/ и обедняться алюминием, чего в действительности во вмещающих вулканитах не наблюдается. В обр. 2775а/2, который имеет около 40% оливина, наблюдается соотношение прерванного плавления и последующей кристаллизации. Здесь наблюдается наибольший в габброидах диапазон колебаний состава плагиоклаза An_{60-87} /, при этом генерация крупных зональных кристаллов является более кислой An_{60-74} /, чем генерация мелких кристаллов An_{60-87} /. Упорядоченность тех и других примерно одинакова /0,5 - 0,7/. В позднюю стадию образованы: $P\ell$ II + Cl рх + Mt , затем стекло. Клинопироксен развивается как реакционный минерал по оливину, при этом в оливине появляются крупные включения магнетита со стеклом.

Крупнозернистые ороговикованные габбро-анортозиты очень похожи на субвулканические габбро-анортозиты, ассоциирующие с ареальными тефрито-базальтами на г.Николка, куда трассируется региональная зона конусов Плоского Толбачика (15). Вероятно, что корневые зоны некоторых конусов Толба-

чиского дола, сложенных мегаллагиофировыми лавами, представляют собой гипабиссальные тела габбро-анортозитов; породы, богатые оливином, могут являться комплементарными членами этих габбро-анортозитов.

Возможно, что полнокристаллические включения образованы из расплава базальта, но несколько раньше или в существенно иных, чем фенокристы вмещающих базальтов, по-видимому интрузивных, условиях кристаллизации. При этом предполагается закрытость камеры и сравнительно высокое парциальное давление воды. Парагенезис $P_2 + O_2$, являющийся запретным уже для глубин гранулитовой фации метаморфизма (20), ограничивает глубину образования рассматриваемых включений верхней корой. Включения второго типа представлены разнообразными базальтами, в том числе мегаллагиофировыми и пироксеновыми, туфовыми и туфогенно-осадочными породами, гидротермалитами, пемзами. Наиболее часто встречаются туфогенно-осадочные песчаники. В одном из образцов песчаника на Северном прорыве 1975г найдена фауна, датируемая миоценом /устное сообщение Ю.М.Дубика/. Почти все образцы окислены, часто вспучены и оплавлены, притом не только песчаники, но и лавы /базальты/. Размеры включений достигают в поперечнике 20 - 30см, иногда более. Преобразованные включения имеют дырчатые текстуры, при этом по краям дырок в породе развиваются пленки стекла, - очевидно, что плавление осуществлялось подвижным флюидом /не газом/, а захват их магмой происходил позднее.

Микроскопическое описание некоторых пемзовидных включений приводит Г.Б.Флёров с соавторами^ж. Химический состав четырех включений этого типа приводится в таблице 7 /ММЗО, 40, 41, 9/. Наиболее характерными петрографическими признаками плавленных включений являются развитие капель и пленок стекла в минералах и породе, коррозия и перекристаллизация минералов с образованием роговиков, эффекты смешения базальтового и вновь образуемого кислого стекла, пузыристость стекловатых участков. Типично образование губчатых структур минералов, опацификация цветных минералов. Отмечаются случаи полного плавления и усвоения магмой материала ксенолитов. Первичные породы некоторых сильно переработанных включений реконструируются как гранодиоритпорфиры или порфировидные габбро-диориты.

Свойства включений второго типа свидетельствуют об их захвате на небольшой глубине /не более 2 - 3 км/ и значительной роли летучих в их переработке. Плавленные пемзоподобные включения, как правило, содержат меньше щелочей, чем соответствующие им исходные породы, то есть при их плавлении происходит потеря щелочей.

Возможно, что включения обоих выделенных типов связаны местом их захвата при извержениях, однако само появление ассоциации тех и других в одних и тех же кратерах есть со-

^ж Флёров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В. Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил /находится в печати/.

вершенно случайное явление.

Происхождение базальтов

Рассмотренные геологические и геофизические данные определенно указывают на связь базальтов Толбачинского дола с глубинным разломом и зоной разуплотнения вещества верхней мантии на глубинах 30 – 40км. Глубинный разлом сообщает зону разуплотнения с поверхностью, он имеет протяженность около 60км и наклонён под углом $\approx 75^{\circ}$ к горизонту к востоку. Зона разуплотнения характеризуется почти полным поглощением энергии сейсмических волн и отождествляется с магматическим очагом. Учитывая данные по тектонике района, связь вулканизма со строением и развитием Толбачинской депрессии, можно предположить, что этот глубинный очаг имеет форму гигантской эллипсоидной линзы, соответствующей по площади ареалу распространения шлаковых конусов. Глубинный разлом рассекает кору по-видимому в области её максимального арочного изгиба. Хотя зона разуплотнения вещества верхней мантии прослеживается и ниже 40км в виде разобценных участков до глубин фокального слоя, неизвестно, какой вклад вносят эти глубины в формирование неоднородности на глубинах 30 – 40км; возможно, что на больших глубинах происходит подъем капель расплава, который здесь сепарируется (по Ю.С.Геншафту, 4), однако при этом становится неясной дискретность выделенных сейсмических аномалий.

По данным Н.Слипа (32) на глубине 30-40км при усло-

1988

вии перидотитового состава верхней мантии и принятого нами содержания воды в магме / $\approx 0,25\%$ / может вылавиться не более 12 - 15% расплава базальта. Подобные оценки содержания расплава в верхней мантии даются сейсмологами (18) для зоны пониженных скоростей по профилю разреза ГСЗ в верховьях р. Студеной с $V_p = 7,6 - 7,8$ км/с. В области же экранирования энергии сейсмических волн под региональными зонами количество расплава по-видимому значительно больше. Петрологические данные свидетельствуют о первоначальном содержании кристаллов в родоначальной магме около 15-20% (при 85-80% расплава). Таким образом, учитывая данные Н.Слипа, мы должны предположить, что на глубинах 30 - 40км происходит сегрегация расплава. Для магмы, имеющей плотность $\rho = 2,65$ г/см³, по оценкам С.А.Федотова (28) сегрегация расплава не может быть связана с силами гидростатики в связи с небольшими в этом случае величинами избыточного магматического давления на границе коры и верхней мантии /см.ниже/. Возможно, что в очаге под Толбачинским долом в верхней мантии собирается магма, генерированная *in situ*, на глубинах 30 - 40км, при этом сепарация магмы происходит за счет её отжимания с периферийных участков мощными блоками земной коры; на поверхности в соответствии с этим процессом происходит образование вулcano-тектонических депрессий. Этот механизм логично объясняет наблюдающуюся связь между масштабами вулканизма и вулcano-тектонических обрушений в ЮОЗ и СВ ветвях региональной зоны.

Принимая, что подъем магмы по глубинному разлому к поверхности осуществляется в основном силами гидростатики (28), мы пришли к выводу о том, что в голоцене с течением времени уменьшалось избыточное магматическое давление в глубинном очаге. Номограммы (28) позволяют оценить это изменение количественно. Вязкость базальтовой магмы по данным Н.И.Хитарова и Е.В.Лебедева, изучавшим изменение плотности расплава оливин-толеитового базальта с давлением, ^ж варьирует от 2,6 до 2,7г/см³ при T⁰C = 1250-1300 и P=100-5000 атм.; для наших условий принимаем 2,65г/см³. В этом случае находим, что в открытой колонне магмы, сообщаемой с поверхностью, условия избыточного магматического давления при высоте подъема магмы приблизительно на 3000м /в раннем голоцене/ будут: на глубине 30км = 0,7кб, 20км = 0,8кб, 10км < 0,95кб, ближе к поверхности приближается к нулю, а при высоте подъема магмы на 500м /поздний голоцен/: 30км < 0, 20км ≈ 0,1кб, 10км ≈ 0,2кб, ближе к поверхности приближается к нулю. Максимальное избыточное давление в обоих случаях приходится на 3км, соответственно 1,0 и 0,25кб для высоты подъема 3000м и 500м. Этот уровень наиболее благоприятен для образования периферических камер магмы (28). Как было показано выше, на глубинах 3км и меньше предполагается развитие субвулканических интрузий

^ж Сообщение на семинаре экспериментаторов-геохимиков в ГЕОХИ АН СССР, 1977.

и захват включений туфогенно-осадочных пород в ареальных вулканитах Толбачинского дола также и по геолого-петрографическим данным.

Интересно отметить, что по данным А.А.Кадика /16/ глубины 1 - 2км являются переломными для поведения воды в магматическом расплаве. Глубже 2км магмы основного состава с низким первоначальным содержанием воды поглощают воду, а на меньших глубинах теряют её. С поглощением воды, как следует из наших данных, связан перегрев расплава, приводящий к частичному растворению кристаллических фаз базальтов, температура расплава при этом существенно не меняется. На глубинах менее 1 - 2км происходит кипение магмы, при этом очевидно значительно возрастает роль газов в транспортировке магмы к поверхности. В эту стадию эволюции магмы начинается кристаллизация основной массы базальтов. Вряд ли здесь образуются крупные фенокристаллы, так как влияние сильного адиабатического охлаждения на малых глубинах должны в одинаковой мере испытывать все магмы, как порфировые, так и афировые.

Состав основных типов базальтов Толбачинского дола приводится в таблице 8. Кроме базальтов региональной зоны, имеющих голоценовый возраст, в таблице показан состав базальтов Острога и Плоского Толбачика, образованных в те-

Таблица 8

Средний состав базальтов Толбачинского дола

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺
1	51,8	1,22	17,6	3,47	6,16	0,19	5,50	8,71	3,18	1,28	н/р
2	50,9	1,51	17,3	3,54	6,71	0,17	5,10	8,63	3,42	1,91	0,23
3	50,4	1,28	15,7	3,46	6,94	0,17	7,60	9,60	2,86	1,38	0,18
4	50,8	1,40	17,4	4,14	6,38	0,16	5,19	8,88	3,51	1,62	0,04

1 - средний состав пород Острого и Плоского Толбачика /плагиобазальт или насыщенный толеит/, исключая кальдерные лавы /21ан./, 2 - средний состав мега-и мезоплагиофировых базальтов или тефрито-базальтов региональной зоны /21ан./, 3 - средний состав оливин-пироксеновых или оливин-толеитовых базальтов /10ан./, 4 - базальт промежуточного состава между 2 и 3 /обр. 1048 в табл. 4/.

чении плейстоцена. Объемы пород с течением времени менялись следующим образом: плейстоцен - 310км^3 → ранний голоцен - 70км^3 → поздний голоцен - 30км^3 . Отсюда как будто видна превалирующая роль насыщенных толеитов в развитии вулканизма района. Однако расчет интенсивности поступления материала на поверхность дает иную картину: в течении плейстоцена приблизительно $0,001\text{ км}^3/\text{год}$, в раннем голоцене $\sim 0,01\text{ км}^3/\text{год}$, в позднем голоцене $\sim 0,015\text{ км}^3/\text{год}$. Наряду с геологическими данными, показывающими известную независимость и наложенность ареального вулканизма района, эти факты могут указывать и на независимое происхождение базальтов региональных зон шлаковых конусов. Возможно, что здесь правомерно

выделение субформации тефрито-базальтов.

Средний состав пород Плоского и Острого Толбачика близок к среднему же плагиобазальту Ключевского вулкана, область генерации расплавов которого по сейсмологическим данным (см.рис.2) располагается на глубинах 40-60 км, более глубоко, чем под региональными зонами. Возможно, что в верхней мантии под вулканами Плоский и Острый Толбачик в течении четвертичного времени происходит миграция фронта магмообразования, при этом повышение его к поверхности сопровождается изменением состава выплавов в сторону повышения их щелочности. При любом толковании соотношений отмеченных петрохимических и сейсмологических данных остается совершенно очевидной связь базальтов повышенной щелочности с наиболее высоко залегающим магматическим очагом в верхней мантии. Построения, связывающие содержание щелочей в базальтах с глубиной фокальной плоскости в данном районе, не являются обоснованными.

Переменяемость базальтов разного типа в течении короткого геологического времени, особенно в позднем голоцене, синхронное извержение разнотипных базальтов или наследование ими одних и тех же мест извержений, эти факты заставляют нас искать причину разнообразия пород в способах эволюции магмы. При этом речь может идти лишь об эволюции некоторого крупного магматического бассейна, характеризующегося практически неограниченными параметрами и способного образовать разные типы дифференциатов одновременно. Рассматривая соотношение трех типов магм Ключевских вулканов: оливинового толеита, насыщенного толеита и щелочного /субщелоч-

ного/ базальта автор ранее предположил, что исходной магмой является наиболее широко распространенный насыщенный толеит, а две других магмы - его производные (I0, I1). Расчет показывает возможность образования оливин-толеитового базальта из насыщенного толеита при накоплении 12% Ol и 4,5% Crx или несколько больших количеств этих минералов. Удаление этих минералов из магмы приводит к некоторому обогащению её щелочами, однако при этом происходит значительное обогащение расплава кремнезёмом и глинозёмом и сильное обеднение его магнием, чего в реальных субщелочных базальтах мы не наблюдаем. Отношение K_2O/Na_2O при фракционировании остается постоянным, в то время как в изученных типах базальтов оно заметно различается (II). Из изложенного следует, что обычное фракционирование базальта не может привести к образованию субщелочного базальта. Предположено, что образование тефрито-базальтов связано с комбинацией процессов фракционирования и эманационной дифференциации магмы насыщенного толеита (I0). Эта точка зрения была поддержана (I9, I). Тефрито-базальты по сравнению с толеитами характеризуются низким индексом затвердевания /по Х.Куно/, несколько более высоким коэффициентом окисленности и относительно высокими содержаниями калия, натрия, фосфора, титана, воды, которые являются наиболее подвижными петрогенными компонентами. Накопление этих компонентов по-видимому происходит в верхах глубинного магматического бассейна, в его тупиковых апофизах.

Как показано (4), при кристаллизации щелочного базаль-

та плагиоклаз кристаллизуется следом за пироксеном, оливин среди продуктов кристаллизации отсутствует. Объем кристаллизующегося плагиоклаза достигает 60% всего расплава. В нашем случае расплавы, идентичные мегаплагиофировым лавам, при их полной раскристаллизации, как можно судить об этом по включениям габбро-анортозитов, содержат 70-80% плагиоклаза. Как в эксперименте, так и в природных условиях плагиоклаз имеет состав лабрадора. С экспериментом согласуется также и то, что среди интрателлурических темноцветных минералов вулкаников преобладает пироксен.

В настоящей работе в связи с использованием значительного количества новых анализов показано, что средний базальт региональной зоны шлаковых конусов содержит ~1,6% K_2O . Этот факт вносит новые сложности в решение проблемы. Должны ли мы по прежнему считать за родоначальный состав насыщенного толеита с содержанием $K_2O \approx 1,2\%$ или для данного района и определенного короткого интервала времени следует принять за такой базальт с $K_2O \approx 1,6\%$. С позиций формационного анализа, учитывая самостоятельность и определенную независимость ареального вулканизма в голоцене кажется более приемлемым второе решение. При этом однако принципиально сохраняются выводы об образовании оливин-пироксеновых дериватов родоначальной магмы в связи с фракционированием темноцветных кристаллов, а тефрито-базальтов /мегаплагиофировых/ в связи с эманационной дифференциацией родоначальной магмы.

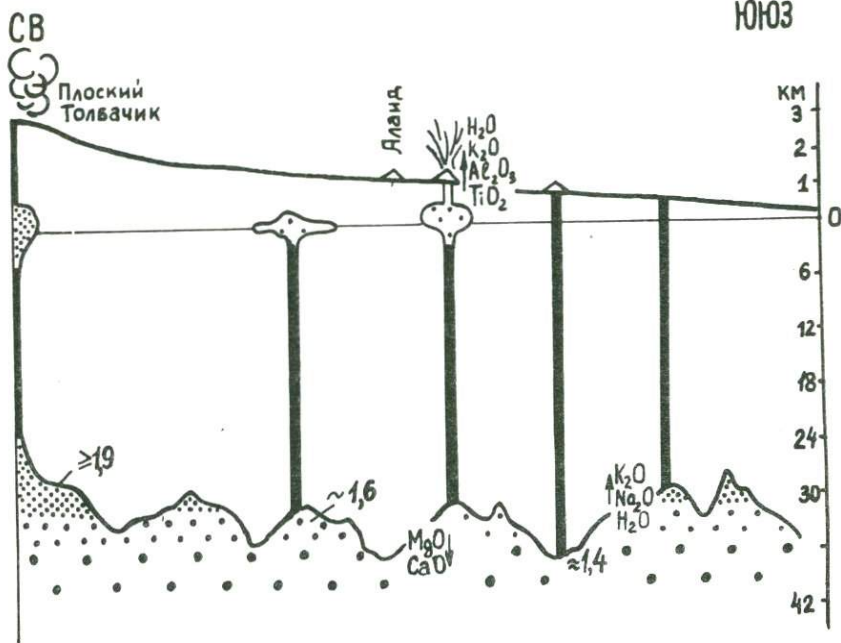


Рис. 7. Гипотетическая схема, иллюстрирующая образование и взаимоотношение базальтов разного типа в региональной зоне шлаковых конусов Толбачинского дола.

Цифры против полей с различным крапом показывают среднее содержание щелочей в магме: вверху располагается магма субщелочных базальтов, ниже - магма промежуточного состава, ещё ниже - магма оливин-пироксеновых базальтов. Масштаб рельефа выше нулевой отметки отличается от масштаба глубин.

На рис. 7 схематически изображены изложенные в статье представления о происхождении базальтов Толбачинского дола. Повышенная щелочность базальтов связывается с относительно

2957

более высоким положением исходной для них магмы по сравнению с некоторым общим уровнем магматического бассейна. Концентрация щелочей и других легкоподвижных компонентов магмы определяется также временем их накопления. Оптимальные условия формирования субщелочных расплавов по-видимому существуют в недрах вулкана Плоский Толбачик, что приводит к извержению этим вулканом наиболее щелочных разновидностей тефрито-базальтов. Стабильность в проявлении базальтов того или иного типа связана таким образом с динамическими условиями локализации глубинных источников магмы. Например, большое разнообразие этих условий в позднем голоцене, вероятно, связанное с высокой тектонической активностью района, приводит к образованию разнообразных по химизму базальтов в одно и то же время.

Положение периферических магматических очагов на схеме определяется соображениями о высоте подъема магмы силами гидростатики и величинах избыточного интрузивного давления в поднимающейся колонне магмы. Эволюция состава магмы вблизи поверхности также может приводить к существенным изменениям ее состава/см. статью Н.А. Титаевой и др., наст. сб./, связанным главным образом с дегазацией магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вольнец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанов И.Т., Лубик Ю.М. Петрохимические типы базальтов Камчатки и их геологическое положение. Булл. вулк. с. №52, 1976.
2. Вольнец О.Н., Колосков А.В. "Плагиоклазы четвертичных эффузивов...". Наука, Новосибирск, 1976.

3. Волынец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. Докл. АН СССР, 228, 6, 1976.
4. Генштафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. Наука, М., 1977.
5. Генштафт Ю.С., Ермаков В.А. Необычное извержение на Камчатке. Земля и Вселенная, №4, 1976.
6. Глубинное строение Ключевской группы вулканов на Камчатке и некоторые аспекты проблемы магматических очагов. Авт.: Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И., и др. Сов. геология, №2, 1974.
7. Грейтон Л.К. Предположения о вулканическом тепле. Из-во Ин.лит., М., 1949.
8. Ермаков В.А. Режим щелочей в четвертичных вулканитах Ключевской группы вулканов на Камчатке. Вопр. петрохимии, Л., 1969.
9. Ермаков В.А. Неотектоника и вулканизм Ключевской группы вулканов на Камчатке. Вестник МГУ, сер. геол., №3, 1969.
10. Ермаков В.А. Мегаплагифирующие лавы Камчатки - вероятный аналог анортозитовых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., №10, 1971.
11. Ермаков В.А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород Камчатки. Недра, 1977.
12. Ермаков В.А., Важеевская А.А. Вулканы Острый и Плоский Толбачик. Бюлл. вулк. ст. № 49, 1973.
13. Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключевской группы вулканов. В сб. - Вулканизм и глубины Земли. Наука, 1971.
14. Ермаков В.А., Фирстов П.П., Широков В.А. Соотношение типов базальтов и зон поглощения энергии сейсмических волн в Ключевской группе вулканов. В сб. - Тектоника дна морей,

- океанов и островных дуг. Тез. докл. Южно-Сахалинск, 1972.
15. Ермаков В.А., Петров В.С., Гусакова Н.Р. Находка габбро-анортозитов в эффузивном залегании на Камчатке. Изв. АН СССР, сер. геол., №11, 1975.
 16. Кадик А.А. Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислото-го состава при их движении к поверхности Земли. Автореф. дисс. М., 1973.
 17. Каталог действующих вулканов Камчатки. Бюл. вулк. ст. №25, 1957.
 18. Левыкин А.И., Фарберов А.И., Ермаков В.А., Балеста С.Т. Состав и состояние вещества земной коры района Ключевской группы вулканов. В сб. Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
 19. Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана /Камчатка/. Геохимия, №6, 1974.
 20. Лутц Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. Наука, М., 1974.
 21. Мархинин Е.К., Стратула Д.С., Абдурахманов А.И. Волнистые лавовые потоки вулкана Плоский Толбачик. Бюл. вулк. ст. № 49, 1973.
 22. Пийп Б.И. Ключевская сопка и её извержение в 1944-1945 гг. и в прошлом. Тр. Лаб. вулк., II, 1956.
 23. Ритмани А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. Мир, М., 1975.
 24. Сирип А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма. М., Наука, 1968.
 25. Сирип А.М., Тимербаева К.М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на

- Камчатке. В кн. Вулканизм и глубины Земли. М., 1971.
26. Смит Ф.Г. Физическая геохимия. Недра, М., 1968.
 27. Фарберов А.И. Магматические очаги вулканов Камчатки по сейсмическим данным. Новосибирск. Наука, 1974.
 28. Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. Изв. АН СССР, сер. геол., №5, 1976.
 29. Федотов С.А., Горельчик В.М., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. Докл. АН СССР, 228, №6, 1976.
 30. Эрлих Э.Н. Новые данные о вулcano-тектонических структурах Камчатки и вопросы развития четвертичного вулканизма. Геотектоника, №6, 1966.
 31. Marhinin E.K., Stratula D.S. Relationship between chemical composition of volcanic rocks and depth of the seismofocal layer as shown by the Kliuchevskaya volcanic group (Kamchatka) and the Kurile-Kamchatka island arc. "Bull. volcan.", N 2, 1973 (1974)
 32. Sleep Norman H. Segregation of magma from a mostly crystalline mush. "Bull. Geol. Soc. Amer.", v. 85, N 8, 1974.

Н.А.Титаева, В.А.Ермаков,
Т.А.Зозуля, О.Д.Ставров,
М.М.Чеховских

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ БОЛЬШОГО ТРЕЩИННОГО ТОЛБАЧИНСКОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 1975-1976 гг.

В 1975 - 1976 гг на Камчатке в региональной Зоне шлаковых конусов Толбачинского дола произошло интересное трещинное извержение. В настоящее время уже описаны многие аспекты этого явления (2,3,19,26). Извержение относится к ареальному типу. Геология района извержения и особенности вещественного состава пород ранних извержений излагаются в статье В.А.Ермакова в данном сборнике. В течении извержения 1975-1976гг. произошло два прорыва, Северный (I) и Южный (II), располагавшихся на расстоянии 10 км один от другого, вдоль оси региональной зоны шлаковых конусов.

Деятельность Северного и Южного прорывов заметно различалась по динамическим характеристикам (I,5). При существенно взрывной деятельности Северного прорыва было образовано три шлаковых конуса общим объемом $0,33\text{км}^3$, за предел конуса было выброшено $\sim 0,8\text{км}^3$ пеплов и шлака, излито $0,2\text{ км}^3$ лавы; коэффициент взрывности составил $\sim 85\%$. На Южном прорыве, наоборот, среди вулканитов преобладают лавы, и при общем объеме около $0,40\text{ км}^3$ - $E \sim 10\%$, причем почти весь объем пирокластики был образован в начале извержения. Лавы, излившиеся из кратеров Южного прорыва, сформировали обширный покров площадью около 35 км^2 . Для Северного прорыва

характерна чрезвычайно высокая газовая активность. Высота первого конуса I прорыва, Степаныча, которая является по-видимому показателем эксплозивной активности извержения, составляет 330 м; это наибольший шлаковый конус всей региональной зоны.

Состав газов, ассоциирующих с лавовыми потоками Северного и Южного прорывов, различается по преобладанию в газах Северного прорыва содержания CO , CO_2 , CH_4 и других углеводородов. CO в газах Южного прорыва не встречен, здесь также выше отношение $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$ (19). Это позволяет авторам говорить о более восстановительных условиях в магме I прорыва.

Базальты I и II прорывов различаются как по петрографическому, так и по химическому составу (2).

Базальты I прорыва имеют афировые или субафировые структуры. В субафировых базальтах присутствуют редкие фенокристаллы клинопироксена и плагиоклаза, реже-оливина. Основные массы имеют интерсертальные, гиалопилитовые и микролитовые структуры с варьирующими размерами минералов. В течение извержения фенокристаллы клинопироксена сменяются оливином. Оливин имеет состав Fa_{14-10} до Fa_{20} . Плагиоклаз - An_{62-64} (средние значения).

Базальты II прорыва имеют, напротив, эвпорфирную структуру. Это мегаплагиофировые лавы с содержанием плагиоклаза 10%-12% (не более 15%). Темноцветные представлены клинопироксеном, оливином, рудными. Их мелкие выделения обычно меньше 0,8 мм, чаще других встречается оливин. Основная масса гиалонилитовая, редко пилотакситовая. Оливин имеет состав

от Ca_{25} до Ca_{13} . Плагноклаз — Al_{74} , при вариациях от Al_{62} до Al_{82} . Кратерами II прорыва вместе со шлаками выбрасывались также кристаллы-лапиллы плагноклаза, имеющие разнообразные формы и размеры от тонких пластинок до крупных изометричных сростков размером с грецкий орех. Их количество, также как и содержание в лавах не превышало 10–15% общего объема выбросов пироклаستيку. Средний состав плагноклаза лапиллей — Al_{60} , т.е. близок к валовому составу плагноклаза в лавах. Химические анализы показывают высокие содержания олигоклаза (K_2O) в нормативном составе плагноклаза мегаплагнофириковых базальтов, что отмечалось ранее для этого минерала и из других подобных лав (7).

Базальты I и II прорывов различаются по содержанию щелочей, MgO , Al_2O_3 , при этом мегаплагнофириковые относятся к субщелочным или тефрито-базальтам, а субфириковые близки к оливиновым толеитам. На том и другом прорыве, но главным образом на первом из них, наблюдалось излияние небольших объемов базальтов промежуточного химического состава. При этом базальты промежуточного состава I прорыва появились после окончания существенно взрывной деятельности в конце извержения (2,3).

Как следует из изложенного, наиболее интересной петрологической проблемой, связанной с изучением извержения, является проблема происхождения и соотношения базальтов разного типа. О.Н.Волынец и др. (2) предполагают две гипотезы для объяснения наблюдающихся различий базальтов. I. Гипотеза, основывающаяся на существовании двух независимых магм из раз-

ноглубинных очагов и предполагающая магниальные базальты в качестве "недифференцированной исходной магмы, а глиноземистые базальты - либо как коровый дифференциат ее, либо как проявление независимой магматической активности". Базальты промежуточного состава есть результат смешения этих двух магм. 2. Гипотеза, основывающаяся на существенной роли флюидного переноса элементов в магме. Согласно этой гипотезе, единая исходная магма имеет некоторый промежуточный состав. В случае ее дегазации при относительно низком давлении могут образоваться низкокальциевые магниальные базальты. При высоком давлении и сравнительно равновесных термодинамических условиях кристаллизации, напротив, можно ожидать накопления щелочных компонентов в магме и образование тефрито-базальтов.

Гипотеза смешения основана на составе родоначальной магмы, отвечающей магниальным базальтам Северного прорыва с $K_2O = 0,9-1,0\%$. В.А.Ермаковым (наст.сборник) показано, что эти базальты среди пород региональной зоны представляют исключительное явление. Изучение химического состава более 40 образцов базальтов древних шлаковых конусов этого района, показывает, что их средний состав имеет содержание K_2O , близкое к $1,6\%$, а наиболее магниальные оливин-пироксеновые породы содержат $K_2O \approx 1,4\%$. Сходные содержания имеют базальты извержения 1941 г. и промежуточные базальты, появившиеся в конце деятельности конусов Северного прорыва 1975г. Помимо этого, гипотеза смешения требует предположения о высокой гомогенизации смешивающихся расплавов и не согласуется с эв-

порфи́ровым строением магмы тефрито-базальтов (Южного прорыва), содержащих крупные кристаллы плаггиоклаза. Лавы промежуточного состава, которые считаются продуктом смешения, имеют афировую существенно однородную структуру.

По данным геофизических исследований показано, что источники базальтов Толбачинского дола располагаются в верхней мантии, на глубинах 30–40 км (6,26). Это позволяет исключить из рассмотрения гипотезы, связывающие образование тефрито-базальтов с контаминацией пород земной коры. Наконец, укажем на нереальность в данном случае механизма фракционирования кристаллов в накоплении щелочей в расплавах базальтов, как это требуется для образования тефрито-базальтов (2). В свое время Г.С.Йодер и К.Э.Тилли установили, что при небольших давлениях "единая базальтовая магма не может одновременно образовать и толеитовую ветвь и ветвь щелочных базальтов только лишь за счет фракционирования на ранних стадиях" (Йодер,Тилли, 1965, стр.82) /8/.

Для обсуждения гипотезы эманационного переноса компонентов в процессе формирования указанных типов базальтов привлечены геохимические данные по распределению в них U, Th, Li, Rb, Cs и F. Торий был определен колориметрическим методом с арсеназо Ш на кафедре геохимии МГУ, уран-методом запаздывающих нейтронов в Томском институте ядерных исследований. Контроль точности осуществлялся по стандартам ВСЕГЕИ (табл. I). Анализ щелочных элементов был выполнен методом фотометрии пламени в спектральной лаборатории ВИС, а фотоколориметрическим методом в спектрохимической лаборато-

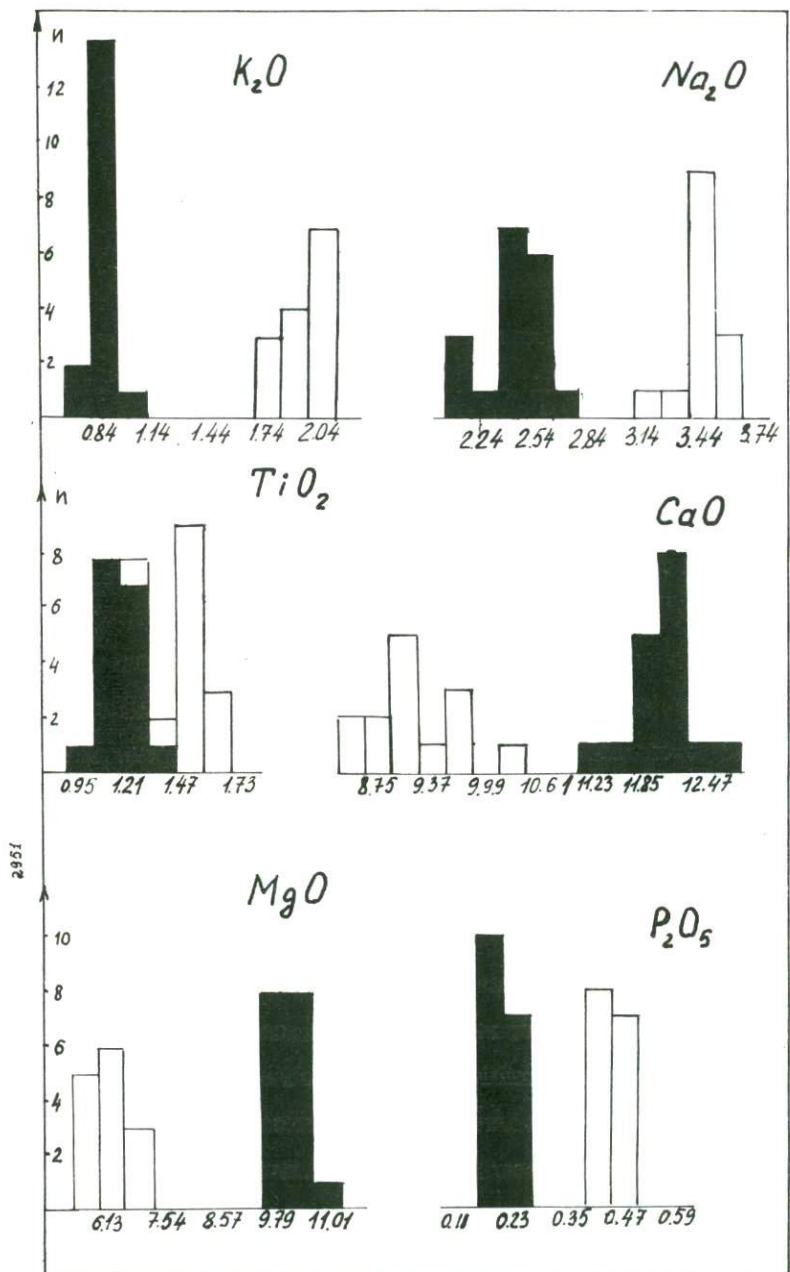
Таблица I

Анализ стандартов ВСЕГЕИ

№№	ВСЕГЕИ	ГЕОХИ	МГУ	Томск	ВСЕГЕИ	ГЕОХИ	МГУ
	/25/	/25/	(люмин. метод.)	(метод запозд. нейтр.)	/25/	/25/	(колорим. метод)
	Уран, $10^{-4}\%$				Торий, $10^{-4}\%$		
Г-1-С	4,1±0,1	3,4±0,1	4,1±0,1	4,8±0,3	22,5±0,5	23,0±0,3	20,3±0,3
Г-2-С	0,60±0,05	0,85±0,05	0,9±0,1	1,05±0,07	10,6±0,3	10,0±0,3	9,3±0,3
Д-1-С	1,1±0,1	1,2±0,1	1,0±0,1	1,15±0,01	4,5±0,2	4,8±0,2	4,3±0,3

рии МГУ. С целью исследования корреляционных связей минероэлементов с петрогенными элементами был определен общий химический состав исследованных образцов. Анализы выполнены в спектрохимической лаборатории МГУ.

Химические составы проанализированных образцов приведен в таблице 2 и на рис. 1,2. Северный прорыв охарактеризован 20 анализами, Южный - 16, 6 анализов относится к породам извержения 1941 г., являвшимися до последнего времени наиболее основными базальтами района, 4 анализа характеризуют древние породы южной региональной зоны шлаковых конусов.



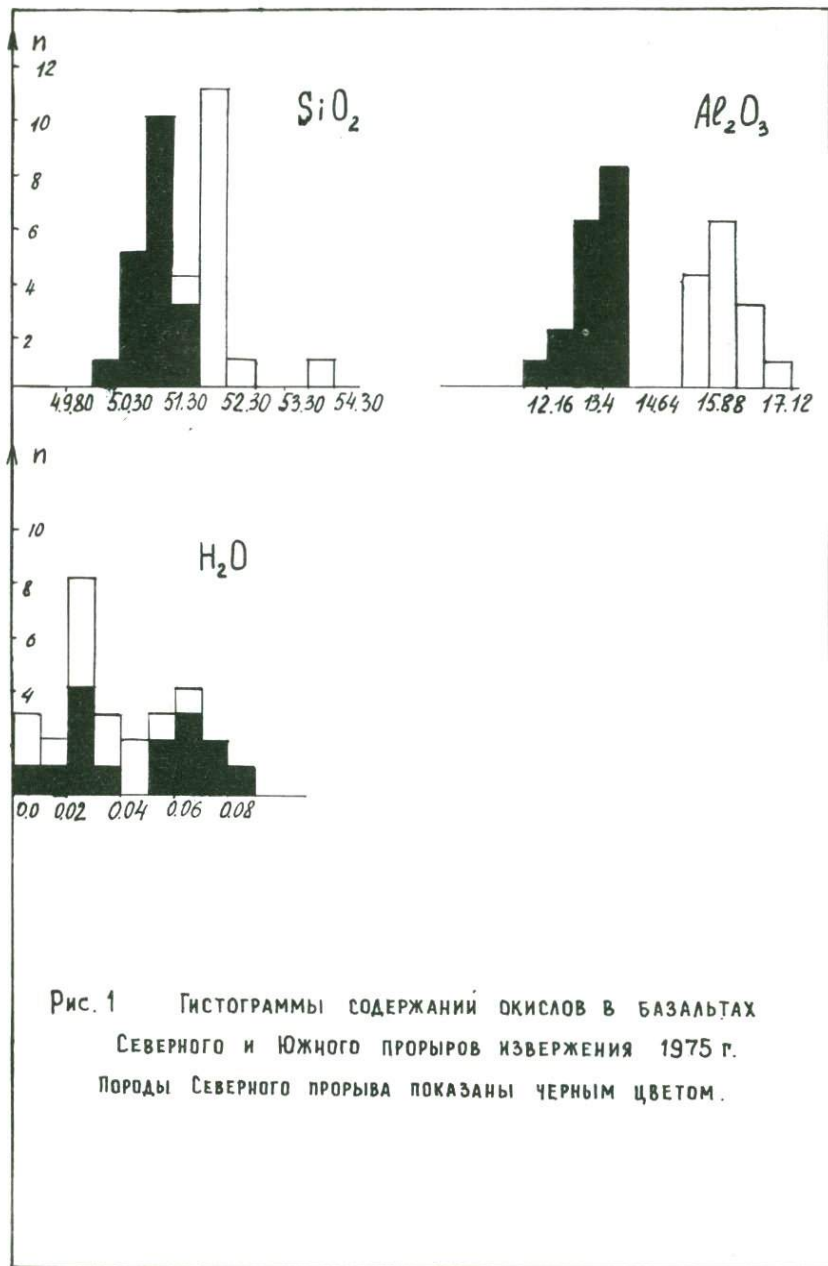


Рис. 1 Гистограммы содержаний окислов в базальтах Северного и Южного прорывов извержения 1975 г. Породы Северного прорыва показаны черным цветом.

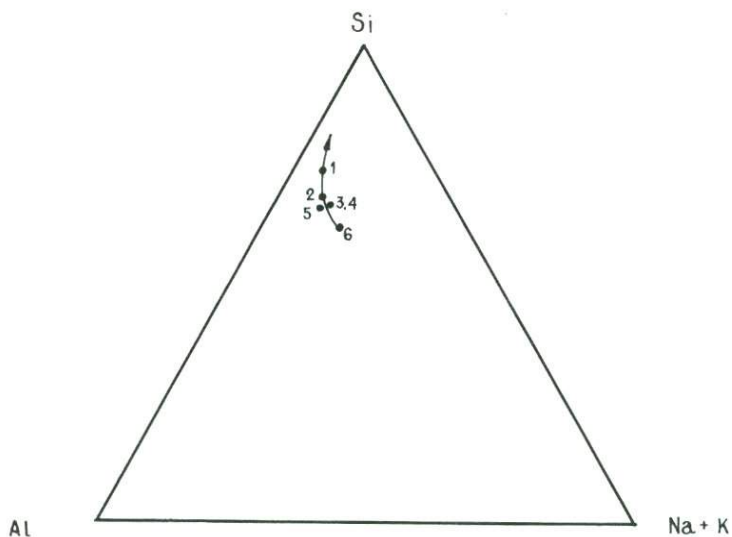
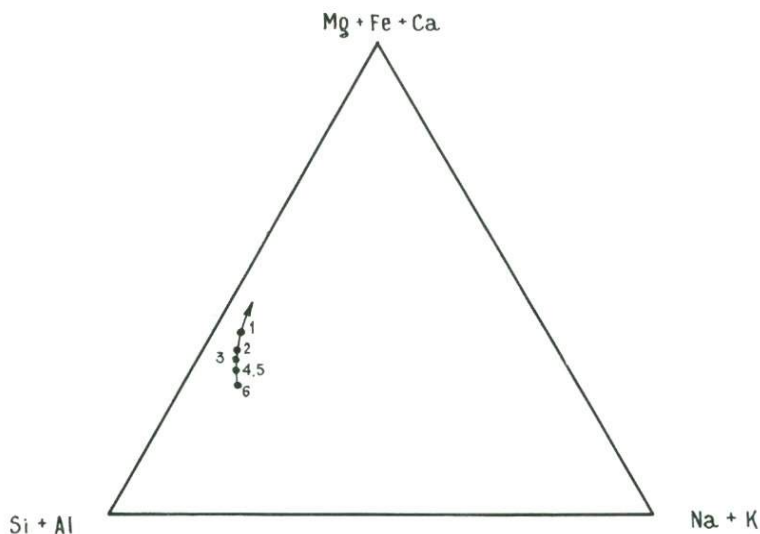


Рис. 2 ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ БАЗАЛЬТОВ

Условные обозначения.

- 1 - СЕВЕРНЫЙ ПРОРЫВ 1975 г. (ОСНОВНОЙ ТИП); 2 - ПРОРЫВ 1941 г.;
 3 - СЕВЕРНЫЙ ПРОРЫВ (ПРОМЕЖУТОЧНЫЙ ТИП); 4 - ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1975 г.;
 5 - ДРЕВНИЕ ПОТОКИ; 6 - ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1976 г.

Общие химические анализы базальтов Толбачинской зоны ареального вулканизма (ЮВ часть)

Таблица 2

№ № образцов	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
	<u>Северный прорыв</u>											
4/1	50,21	1,16	0,23	13,57	3,49	5,93	0,20	10,15	12,02	2,50	0,90	0,05
4/2	50,61	1,13	0,14	12,65	7,67	2,08	0,34	9,57	12,61	2,57	0,84	0,02
10/1	50,32	1,16	0,24	13,45	4,09	5,64	0,20	10,03	13,03	2,50	0,96	0,08
10/2	51,10	1,35	0,15	11,44	5,64	4,98	0,33	10,33	12,56	2,43	0,84	0,05
17/1	50,97	1,00	0,17	12,74	2,15	7,22	0,33	10,33	12,26	2,36	0,84	0,02
17/2	51,23	1,06	0,20	13,33	3,55	5,79	0,33	9,82	11,91	2,43	0,90	0,02
18/2	51,00	1,09	0,16	12,95	3,72	5,64	0,32	10,08	11,91	2,16	0,78	0,06
31/1	50,68	1,16	0,24	13,31	3,48	6,11	0,20	9,97	12,03	2,63	0,90	0,07
31/2	50,86	1,16	0,16	12,63	2,84	6,60	0,33	9,82	12,26	2,10	0,72	0,03
28/1	50,26	1,16	0,23	13,70	4,22	5,14	0,20	10,15	12,11	2,57	0,90	0,07
28/2	50,55	1,13	0,14	13,18	5,75	3,98	0,32	10,58	12,26	2,16	0,72	0,02
19/1	50,40	1,15	0,23	13,46	3,27	6,04	0,20	10,21	11,86	2,57	0,90	0,07
19/2	50,91	1,13	0,15	12,19	3,65	5,78	0,32	10,20	11,91	2,43	0,78	0,06
25/1	50,33	1,16	0,24	13,45	3,72	5,89	0,20	10,39	11,77	2,50	0,84	0,06
25/2	51,15	1,06	0,16	12,43	4,04	6,06	0,34	10,08	11,56	2,36	0,84	0,02
37	51,00	1,06	0,16	12,74	2,80	6,79	0,33	11,21	12,23	2,23	0,78	0,00

(n=17)

№ № образцов:	SiO ₂	TiO ₂	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
<u>Южный прорыв 1975 г.</u>												
3250	51,40	1,42	0,45	15,57	4,71	5,51	0,16	6,24	9,01	3,11	1,98	0,04
3250/A	51,56	1,48	0,47	15,79	4,28	5,73	0,16	6,96	8,58	3,38	2,10	0,04
3265/Б	51,58	1,42	0,43	16,96	3,12	6,43	0,12	6,24	9,01	3,58	1,98	0,00
3250/В	51,69	1,42	0,45	15,96	4,58	5,29	0,16	6,00	9,68	3,38	2,04	0,06
3258/A	53,61	1,55	0,42	15,83	2,61	6,88	0,15	5,76	9,01	3,31	1,68	0,00
3271	51,91	1,58	0,44	16,18	3,79	6,17	0,16	5,40	9,68	3,45	2,04	0,02
3248/A	51,80	1,48	0,50	15,36	4,66	5,72	0,15	6,72	8,34	3,44	1,98	0,02
3253	51,79	1,52	0,42	15,58	3,77	6,18	0,16	5,52	10,34	3,44	1,92	0,03
3262	51,95	1,22	0,43	16,37	3,38	6,54	0,15	6,24	9,35	3,44	1,74	0,01
3264	51,96	1,42	0,47	16,37	2,91	6,62	0,16	6,36	8,51	3,65	1,92	0,05
3268	51,97	1,49	0,43	16,42	3,23	6,50	0,15	6,24	9,01	3,58	1,80	0,03
3250/Г	51,61	1,62	0,42	15,17	4,61	5,99	0,16	6,96	8,68	3,38	1,98	0,02
3252	51,80	1,32	0,43	16,51	4,37	5,65	0,16	5,52	9,68	3,51	1,86	0,02
3259/A	52,26	1,52	0,44	15,88	4,44	5,58	0,16	5,76	9,01	3,44	1,86	0,20
3248	55,06	0,23	0,11	25,36	0,48	0,99	0,03	0,48	12,04	3,44	0,96	0,03
(n=15)												
<u>Южный прорыв 1976 г.</u>												
905/1	51,16	2,14	0,52	17,64	2,57	7,19	0,23	4,65	7,83	3,58	2,94	н/о
906	51,28	2,15	0,49	16,73	1,17	8,47	0,22	4,77	7,66	3,51	2,88	0,04

№ № образцов:	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅
------------------	------------------	------------------	--------------------------------	--------------------------------	-----	-----	-----	-----	-------------------	------------------	------------------	-------------------------------

Прорыв 1941 г.

T-9	50,34	1,39	14,76	4,62	5,67	0,20	12,51	5,32	2,90	1,38	0,11	0,38
T-7	49,94	1,53	15,80	3,15	6,90	0,18	8,30	9,43	3,04	1,44	0,06	0,44
T-8	50,16	1,52	16,02	5,76	5,38	0,20	8,17	8,17	3,04	1,62	0,05	0,38
T-5	50,49	1,56	15,39	2,72	6,29	0,19	8,30	9,95	2,97	1,50	0,04	0,46
T-6	49,96	2,45	15,58	4,25	5,78	0,19	7,92	9,42	2,90	1,50	0,05	0,55
T-II	50,04	1,32	15,27	3,78	5,88	0,20	10,72	8,52	2,77	1,32	0,08	0,41

Старые потоки

T-19	50,81	1,65	16,70	4,27	5,81	0,20	6,64	7,81	3,24	1,74	0,04	0,54
T-20	50,67	1,84	16,00	3,81	8,04	0,21	6,64	7,46	3,17	2,04	0,02	0,63
T-23	50,86	1,41	17,73	3,58	5,52	0,18	5,87	8,82	3,38	1,56	0,06	0,39
T-24	50,87	1,74	15,91	3,68	7,25	0,20	6,76	7,46	3,24	1,92	0,20	0,46

Северный прорыв, базальты промежуточного состава

904/I	50,56	1,58	15,10	2,53	6,97	0,23	8,56	9,36	2,93	1,36	0,12	0,40
904/2	51,20	1,68	15,83	2,87	6,66	0,23	6,97	8,68	3,14	2,31	0,04	0,44
910/I	50,90	1,71	16,73	2,53	6,80	0,23	6,97	8,68	3,31	1,80	н/о	0,47
911/I	50,44	1,58	15,46	4,03	5,80	0,23	7,71	9,36	3,24	1,80	н/о	0,46

Примечание к табл. 2. Северный прорыв 1975 г., магнетиальные базальты: I8/I-I конус, первая порция лавы (отобран 23/УШ-75г.); I8/2 - то же, шлаковая корка на I8/I; II/I-I9/УШ, I конус, левый поток, лава плотная; II/2-там же, шлаковая корка на поверхности потока; I0/I-I9/УШ, 700 м от фронта того же потока, лава горячая; I0/2 - там же, шлаковая корка на лаве; 4/I - I конус, правый поток, лава плотная; 4/2 - там же, шлаковая корка на лаве; 7/I - I9/УШ, тот же поток, 2,5 км ниже, лава плотная; 7/2 - то же, лава пористая; I7/I - I конус, последняя порция лавы; I7/2 там же, шлаковая корка на лаве; I2 - 28/УШ, II конус, бомба плотная; I6/I - II конус, первая порция лавы; I6/2 - там же, шлаковая корка на лаве; I5/I - 2I/УШ-75 г., II конус, фронт потока 2-й порции лавы; I5/2 там же, шлаковая корка на лаве; 37-22/УШ, IV конус ("Светлячок"), шлаковая бомба; 28/I - 30-УШ - IV конус, пористая лава в I00 м. от фронта потока; 28/2 - там же, шлаковая корка на лаве; 29/I - тот же поток, более плотная лава; 29/2 - там же шлаковая корка на лаве; 22 - 27/УШ, V конус, бомба пористая; 23 - то же, бомба шлаковая; 24/I - 27/УШ, V конус, начальная порция лавы; 24/2 - там же, шлаковая корка на лаве; I9/I - 27/УШ, V конус, фронт левого потока, лава пористая; I9/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 20/I - 27/УШ, фронт того же потока; 20/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 30-30/УШ, шлаковая бомба из трещинной зоны; 25/I - 27/УШ, фронт потока из трещинной зоны, VI конус, лава; 25/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 3I/I - 3I/УШ, II конус, 3-я порция лавы, 60 м от фронта потока; 3I/2 - то же, шлаковая корка на лаве; II-I - II/УП, I конус, пепел; II - 2 - I4/УШ, II конус, пепел; 5/I - I конус, правый поток, плотная лава; 5/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 6/I - там же, лава в I00 м ниже по потоку; 6/2 те же шлаковая корка на лаве; 7/3 - I9/УШ, тот же поток в 2-х км ниже, шлаковая корка на лаве; 8/I - I9/УШ, тот же поток, фронтальная часть; 8/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 9/I - I9/УШ, I конус, левый поток, 50 м от его начала, лава плотная; 9/2 -

то же, шлаковая корка на лаве; I3 - П.конус, бомба плотная; I4 - I конус, шлак взрывчатый; 2I - 27/УШ, У конус, шлак взрывчатый; 26 - 30/УШ-75, П конус, бомба плотная; 27 - там же, шлаковая бомба; 90I - I конус, шлак взрывчатый.

Северный прорыв, базальты "промежуточного" состава, 1975 год: 38/I - первые порции "жидкой" лавы, сентябрь 1975 г.; 38/2 - то же, шлаковая корка на лаве. Образцы взяты в августе 1976 года: 904/I - П конус, "волнистый" поток, лава плотная; 904/2 - лава пористая из того же потока; 9I0/I - там же, 500 м от конуса; 9I0/2 - то же, шлаковая корка на лаве; 9II/I - поток "жидкой" лавы из трещины под III конусом, лава пузырястая; 9II/2 - то же, шлаковая корка на лаве.

Южный прорыв, тефрито-базальты, 1975 год: 3248 - 2I/IX, лапилли плагиоклаза с пленками стекла; 3248-A - 2I/IX - порция лавы из северной бокки, субафирового строения; 3250-A - ночь 2I/22 сентября, шлак черного цвета; 3250 B - то же время, лавовая пена; 3250 - то же время, шлак зеленовато-серого цвета; 3250 Г - 22/IX, бомба; 3252 - 22/IX, I3 час. 40 мин, шлаковая бомба; 3265 B - 25/IX, 19.00 час. взрывчатый шлак; 3253 - 2I/IX, поток из южной бокки; 3258 A - 23 сентября, порция лавы с севера от конуса; 3259 A - 24/IX, 16.00 час., шлаковая бомба; 3262 - ночь 2I/22 сентября, фронт потока главного русла, шлаковая корка; 3264 - тот же поток, вторичная выжимка из края потока (пористая разновидность); 3268 - 27/IX, поток из южной бокки; 327I A - 27/IX, плотная шлаковая бомба; П-3 - 3/X, пепел.

Южный прорыв, 1976 года: 909/3 - II/УШ, свежий пепел на склоне конуса; 905/I - 8/УШ, лава (жидкая) из главной реки к СВ от конуса; 905/2 - то же, пузырястая, сосулистая шлаковая корка; 905/3 - то же; 906 - поток УI-76 г., плотная лава (отобрана 9/УШ-76г.); 908/I - IO/УШ, лава (жидкая) из лавового ручья к северу от конуса; 908/2 - то же шлаковая корка на лаве; 909/I - II/УШ, бомба плотная, корка за-

калки; 909/2 - внутренняя часть той же бомбы;

Прорыв 1941 года: Т-1, Т-2 - шлак взрывозивный со склона конуса; Т-4 - бомба на склоне конуса; Т-9 лава в кратере; Т-10 - то же, шлаковая корка на лаве; Т-11 - лава начальной порции потока; Т-12 то же, шлаковая корка на лаве; Т-5 - последняя порция лавы в центре кратера; Т-6 - то же, шлаковая корка на лаве; 36/1 - лава в средней части потока; 36/2 то же шлаковая корка на лаве;

Тейрито-базальты древних потоков в районе кратера Восхождения: Т-15, Т-16 - шлак взрывозивный из кратера Восхождения; Т-18 - пемза из того же кратера; Т-19 - поток кратера Восхождения, микроплагифириовый базальт; Т-20, Т-21 - поток мезоплагифириовых базальтов кратера Восхождения; Т-23 - поток лавы на высоте 1400 м - мегаплагифириовый базальт; Т-24 - захороненный поток мегаплагифириовых базальтов.

32 - кальдера вулкана Плоский Толбачик, внутренняя часть у южной кромки, мегаплагифириовый базальт; 34, 35 - кальдера вулкана Плоский Толбачик, внешняя часть кромки, старые окисленные мегаплагифириовые базальты; 33 - 10/IX-75г., внутренняя часть кальдеры вулкана Плоский Толбачик, у южной кромки, бомба свежая состава мегаплагифириового базальта; 2537 - лапилли плагноклаза (там - же).

1963 Средние составы приведены в таблице 3. Они несколько отличаются от средних составов базальтов Толбачинского извержения, опубликованных ранее / 2 /, по содержанию SiO_2 , Al_2O_3 , FeO и MgO, прежде всего для пород Южного прорыва и последней стадии Северного прорыва. Возможно, различия связаны с тем, что анализы были выполнены в разных лабораториях, хотя не исключено влияние разницы во времени и месте отбора образцов. По нашим данным, химический состав тейрито-базаль-

Средний химический состав базальтов
ареальной трещинной зоны (%)

Таблица 3

Оксиды	Северный прорыв, 1975 г.		Прорыв 1941 г.	Южный прорыв		Базальты кальдеры и древних потоков
	основная стадия	"промежуточный" базальт		1975 г.	1976 г.	
Si O ₂	50,72	50,78	50,15	51,92	51,22	50,50
Ti O ₂	1,13	1,64	1,46	1,46	2,15	1,66
Al ₂ O ₃	12,99	15,78	15,47	15,99	17,19	16,58
Fe ₂ O ₃	3,99	2,99	4,04	3,89	1,87	3,83
FeO	5,62	6,56	5,98	6,05	7,83	6,65
MnO	0,28	0,23	0,19	0,15	0,23	0,19
MgO	10,12	7,55	9,32	6,13	4,71	6,47
CaO	11,97	9,02	8,46	9,14	7,75	7,88
Na ₂ O	2,39	3,28	2,93	3,42	3,54	3,25
K ₂ O	0,84	1,82	1,46	1,92	2,91	1,81
H ₂ O	0,03	0,04	0,06	0,04	0,02	0,05
P ₂ O ₅	0,18	0,43	0,43	0,44	0,51	0,50
Fe ³⁺ /Fe ²⁺	0,49	0,32	0,47	0,44	0,16	0,40
Число анализов	16	4	6	14	2	4

Содержания радиоактивных и щелочных элементов

Таблица 4

№ № образцов	K%	Na%	Li γ_T	Rb γ_T	Cs γ_T	K/Rb	K/Li	K/Cs	Na/K	Rb/Li	U γ_T	Th γ_T	Th/u	F γ_T	K+Na (%)	Rb/Cs
<u>Северный прорыв 1975 г.</u>																
I8/I	0,78	1,78	9,0	14	1,0	557	875	7800	2,29	1,55	0,3	0,5	1,67	170	2,56	14
I8/2	0,78	1,73	6,4	14	1,0	557	1220	7800	2,21	2,19	0,4	0,5	1,25	260	2,51	14
II/I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-
II/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-
IO/I	0,78	1,75	4,7	15	1,7	520	1660	4580	2,22	3,20	0,4	-	-	-	2,53	8,8
IO/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-
4/I	0,78	1,75	4,9	14	2,0	557	1591	3010	2,22	2,86	0,4	-	-	200	2,53	7,0
4/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-
7/I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,6	1,50	-	-	-
7/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	0,7	1,40	-	-	-
I7/I	0,78	1,78	7,0	15	2,0	520	1112	3900	2,29	2,12	0,4	0,6	1,50	200	2,56	7,5
I7/2	0,78	1,73	8,9	15	2,0	520	871	3900	2,21	1,69	0,4	0,5	1,25	290	2,51	7,5
I2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,7	1,75	-	-	-
I6/I	0,78	1,73	5,8	13	2,0	600	1349	3900	2,21	2,22	0,4	0,7	1,75	-	2,51	6,5
I6/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	0,9	1,80	-	-	-
I5/I	0,83	1,70	8,2	15	1,2	553	1010	6920	2,03	1,83	0,4	0,5	1,25	-	2,53	12,5
I5/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,5	1,25	-	-	-
37	0,78	1,69	7,0	14	1,5	557	1112	5200	2,19	2,00	0,4	0,5	1,25	160	2,47	9,3

№ № образцов	K %	Na%	Li r/τ	Rb r/τ	Cs r/τ	K/Rb	K/Li	K/Cs	Na/K	Rb/Li	Li r/τ	Th r/τ	Th/u	F r/τ	K+Na (%)	Rb/Cs
28/I	0,78	1,69	7,4	14	1,3	557	1050	6000	2,17	1,89	0,4	0,5	-	270	2,47	10,8
28/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	320	-	-
29/I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	1,0	2,00	-	-	-
29/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	0,7	1,40	-	-	-
22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-	-
23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,5	1,25	-	-	-
24/I	0,70	1,56	6,4	14	1,7	500	1090	4120	2,22	2,19	0,4	0,5	1,25	-	2,26	8,2
24/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	0,4	0,80	-	-	-
19/I	0,78	1,75	6,4	15	1,5	520	1220	5200	2,24	2,34	0,4	-	-	180	2,53	10,0
19/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	300	-	-
20/I	0,78	1,69	7,0	14	1,5	557	1110	5200	2,17	2,00	0,4	0,5	1,25	-	2,47	9,3
20/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	0,7	1,75	-	-	-
30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-
25/I	0,69	1,50	4,7	14	1,7	494	1470	4060	2,18	2,98	0,4	-	-	250	2,19	8,2
25/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,4	-	-	300	-	-
31/I	0,78	1,75	7,3	15	1,3	520	1070	5200	2,24	2,06	0,4	0,5	1,25	150	2,53	11,5
31/2	0,78	1,76	6,6	15	1,2	520	1180	5200	2,26	2,28	0,4	0,6	1,50	200	2,54	12,5
II-1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	-
II-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-	-

№ № образцов:	K%	Na%	Li г/т	Rb г/т	Cs г/т	K/Rb	K/Li	K/Cs	Na/K	Rb/Li	U г/т	Th г/т	Th/U	F г/т	K+Na (%)	Rb/Cs
<u>Южный прорыв, 1975 г.</u>																
3248	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,16	2,0	12,5	150	-	-
3248/A	I,53	2,38	10	43	2,4	356	1530	6370	1,56	4,3	1,2	2,0	1,67	275	3,91	17,9
3250/A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	1,2	0,92	400	-	-
3250/B	I,53	2,38	11	40	2,0	382	1390	7650	1,56	3,6	1,2	-	-	-	3,91	20
3250	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,4	1,17	500	-	-
3250/Г	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	0,9	0,75	50	-	-
3252	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	1,0	0,91	70	-	-
3265/Б	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,3	1,08	300	-	-
3253	I,53	2,40	11	41	2,0	374	1390	7650	1,57	3,7	1,1	1,0	0,91	100	3,93	20,5
3258/A	I,46	2,40	12	43	2,4	340	1220	6090	1,64	3,6	1,3	1,5	1,15	100	3,86	17,9
3259/A	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	1,3	1,00	250	-	-
3262	I,46	2,38	11	39	2,4	375	1330	6090	1,63	3,5	1,1	1,0	0,91	500	3,84	16,3
3264	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	0,9	0,82	50	-	-
3258	I,46	2,38	12	41	2,4	356	1220	6090	1,63	3,4	1,5	2,2	1,47	300	3,84	17,1
3271/A	I,53	2,46	12	43	2,7	356	1274	5670	1,61	3,6	1,2	1,6	1,33	400	3,99	15,9
П-3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-
<u>Южный прорыв, 1976 г.</u>																
909/3	I,80	2,60	10	57	310	310	1800	-	1,44	5,7	1,3	1,0	0,8	-	-	-
905/1	I,86	2,50	10	60	-	320	1860	-	1,34	6,0	1,2	-	-	-	4,36	-

№ № образцов	K %	Na %	Li r/T	Rb r/T	Cs r/T	K/Rb	K/Li	K/Cs	Na/K	Rb/Li	Li r/T	Th r/T	Th/Li	F r/T	Na+K (%)	Rb/Cs
905/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I,3	-	-	-	-	-
905/3	I,83	2,50	II	58	-	3I6	I664	-	I,37	5,3	I,3	-	-	-	4,33	-
906	I,73	2,55	IO	57	-	304	I730	-	I,47	5,7	I,4	-	-	-	4,28	-
908/I	I,79	2,70	I2	60	-	298	I49I	-	I,5I	5,0	I,3	I,4	I,I	-	4,49	-
908/2	I,87	2,76	I3	63	-	297	I438	-	I,48	4,85	I,3	-	-	-	4,63	-
909/I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I,3	I,4	I,I	-	-	-
909/2	I,82	2,65	IO	60	-	303	I820	-	I,46	6,0	I,3	I,0	0,8	-	4,47	-
<u>Северный прорыв, базальты "промежуточного" состава</u>																
38/I	I,22	2,24	8,9	28	2,I	436	I37I	58IO	I,83	3,I4	-	0,5	-	-	3,46	I3,3
38/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-	-	-	-
904/I	I,I2	2,I3	8,0	36	-	3II	I400	-	I,90	4,5	0,7	I,5	2,I	-	3,25	-
904/2	I,92	2,30	9,0	43	-	446	2I33	-	I,20	4,8	0,9	I,5	I,7	-	4,22	-
9IO/I	I,49	2,26	8,0	45	-	33I	I862	-	I,52	5,5	I,I	I,2	I,I	-	3,75	-
9IO/2	I,50	2,22	7,0	44	-	340	2I42	-	I,48	6,3	I,0	I,0	I,0	-	3,72	-
9II/I	I,49	2,04	6,0	35	-	425	2483	-	I,37	5,8	0,8	I,5	0,9	-	3,53	-
9II/2	I,56	2,08	5,0	42	-	37I	3I20	-	I,33	8,4	0,7	I,2	I,7	-	3,64	-
<u>Прорыв I94I г.</u>																
T-I	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	I,0	I,25	280	-	-
T-2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	I,0	-	-	-	-	-
T-4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	I,I	I,22	-	-	-

№ № образцов	K %	Na %	Li г/т	Rb г/т	Cs г/т	K/Rb	K/Li	K/Cs	Na/K	Rb/Li	U г/т	Th г/т	Th/U	F г/т	Na+K (%)	Rb/Cs
T-9	1,15	2,16	9,12	26	2,0	442	1261	5750	1,87	2,85	0,8	1,2	1,5	250	3,31	13,0
T-10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	1,0	1,25	280	-	-
T-11	1,10	2,06	7,68	27	2,0	407	1432	5500	1,87	3,50	0,9	1,2	1,33	350	3,16	13,5
T-12	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,8	1,0	1,25	360	-	-
T-5	1,25	2,21	10,08	23	2,0	543	1240	6250	1,76	2,27	1,0	1,3	1,3	360	3,46	12,5
T-6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		1,1	-	350	-	-
36/1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-
36/2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-
<u>Тефрито-базальты древних потоков и кальдеры в.Пл.Толбачик</u>																
T-15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	1,8	1,1	-	-	-
T-16	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,9	-	-	-	-	-
T-18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,8	-	-	-	-	-
T-19	1,44	2,40	-	-	-	-	-	-	-	-	1,9	1,0	0,5	-	3,84	-
T-20	1,60	2,40	11	49	2,0	327	1450	8000	1,50	4,45	2,0	1,5	0,8	900	4,0	24,5
T-21	1,45	2,40	13	44	1,7	330	1110	8540	1,66	3,39	1,8	-	-	-	3,85	25,9
T-23	1,20	2,50	10	31	2,0	388	1200	6000	2,08	3,10	-	1,1	-	360	3,70	15,5
T-24	1,50	2,30	13	41	2,4	366	1150	6250	1,60	3,16	1,7	1,5	0,9	500	3,80	17,1
32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,3	1,5	1,2	-	-	-
34	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,5	1,3	-	-	-
35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	-	-	-	-	-
33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,7	1,3	0,8	-	-	-

Средние содержания радиоактивных и щелочных элементов
в базальтах Толбачинской ареальной трещинной зоны

Таблица 5

Элементы и отношения	Северный прорыв 1975 г.			Северный прорыв.Ба- зальт "про- межуточного" состава			Прорыв 1941 г.			Южный прорыв 1975 г.			Южный прорыв 1976 г.			Базальты кальдеры и древних потоков		
	n	S	\bar{x}	n	S	\bar{x}	n	S	\bar{x}	n	S	\bar{x}	n	S	\bar{x}	n	S	\bar{x}
K%	16	0,03	0,77	7	0,05	1,47	3	0,08	1,17	7	0,04	1,50	7	0,05	1,81	4	0,18	1,51
K+Na(%)	16	0,11	2,50	7	0,12	3,65	3	0,15	3,31	7	0,06	3,90	7	1,2	4,42	4	0,11	3,94
Li % _T	16	0,31	6,7	7	1,2	7,0	3	1,21	9,0	7	0,76	11,3	7	1,21	11,0	4	1,50	11,8
Rb % _T	16	0,62	14,4	7	1,98	39,0	3	2,65	25,3	7	1,62	41,4	7	1,98	59,0	4	7,59	41,3
Cs % _T	16	0,35	1,5	1	-	2,1	3	0,00	2,0	7	0,25	2,3	-	-	-	4	0,29	2,0
U % _T	35	0,05	0,4	6	0,07	0,9	7	0,07	0,9	14	0,11	1,2	8	0,07	1,3	8	0,30	1,7
Th % _T	21	0,15	0,6	8	0,2	1,2	8	0,12	1,1	14	0,40	1,3	4	0,2	1,2	6	0,09	1,5
K/Rb	16	28	538	7	9	380	3	51	464	7	15	362	7	9	307	4	37	372
Rb/Li	16	0,45	2,2	7	0,46	5,6	3	0,80	2,9	7	0,29	3,7	7	0,5	5,5	4	0,63	3,5
Th/U	21	0,28	1,4	6	0,1	1,6	7	0,13	1,3	13	0,26	1,1	4	0,1	0,9	6	0,23	1,0

06

тов, излившихся летом 1976 года, через год после возникновения Южного прорыва, значительно отличается от состава пород начала извержения /1975 года/. Тенденция к подобному изменению концентраций петрогенных элементов состава просматривалась даже в первые месяцы извержения, что видно на рисунке №1, приведенном в работе О.Н.Волынца и др. /2/.

Результаты анализа щелочных и радиоактивных элементов представлены в таблицах 5 и 4. Рассмотрение этих данных позволяет заметить, что выделенные по петрологическим свойствам группы базальтов значительно различаются и по содержанию микроэлементов. Было обнаружено возрастание концентраций всех изученных нами малых элементов параллельно увеличению щелочности пород от толеитов Северного прорыва к тефрито-базальтам Южного прорыва. При этом содержания урана и рубидия повышаются примерно в 3 раза, тория и калия - в 2 раза, лития, натрия и цезия примерно в 1,5 раза. К концу извержения Южного прорыва параллельно с калием увеличивается концентрация рубидия. Литий, также как и натрий почти не меняются. Некоторая тенденция увеличения концентрации намечается и для урана.

Породы, завершившие извержение Северного прорыва, занимают промежуточное положение между магнезиальными и субщелочными базальтами I и II стадий извержения, извержение 1941 года также характеризуется промежуточным составом базальтов. Тефрито-базальты доисторических потоков трещинной зоны и кальдеры вулкана Плоский Толбачик близки лавам Южного прорыва 1975 г.

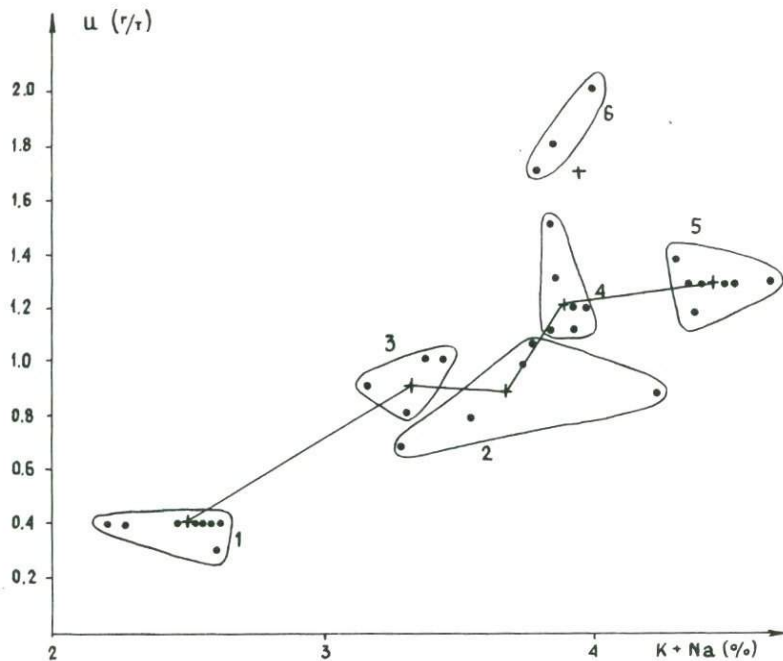
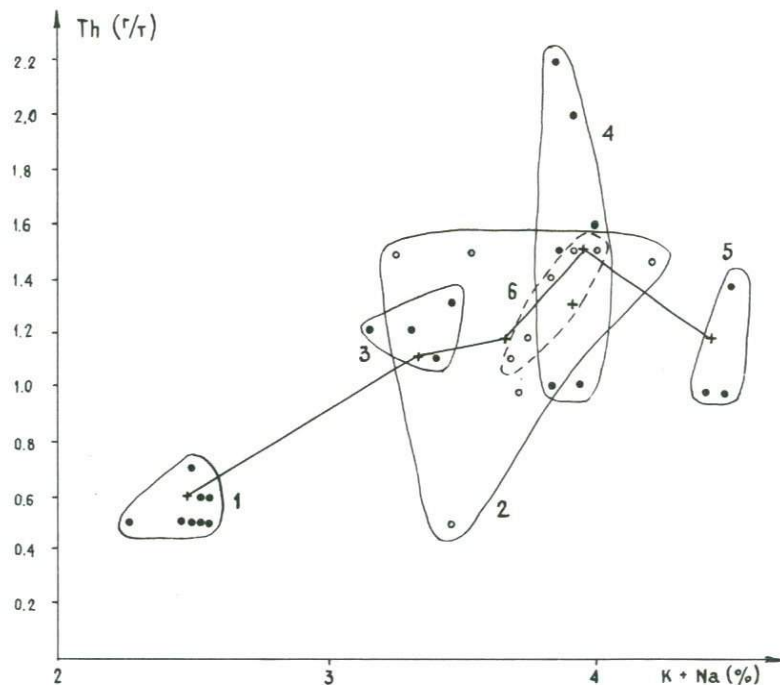


Рис. 3 Зависимость содержания Cl от общей щелочности в базальтах Толбачинской ареальной трещинной зоны



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

1. СЕВЕРНЫЙ ПРОРЫВ
2. БАЗАЛТ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СОСТАВА
3. ПРОРЫВ 1941 г.
4. ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1975 г.
5. ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1976 г.
6. ТЕФРИТО-БАЗАЛТЫ ДРЕВНИХ ПОТОКОВ И КАЛЬДЕРЫ
- + СРЕДНИЕ АРИФМЕТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ

Рис. 4 ЗАВИСИМОСТЬ СОДЕРЖАНИЯ Th ОТ ОБЩЕЙ ЩЕЛОЧНОСТИ В БАЗАЛТАХ ТОЛБАЧИНСКОЙ АРЕАЛЬНОЙ ТРЕЩИННОЙ ЗОНЫ

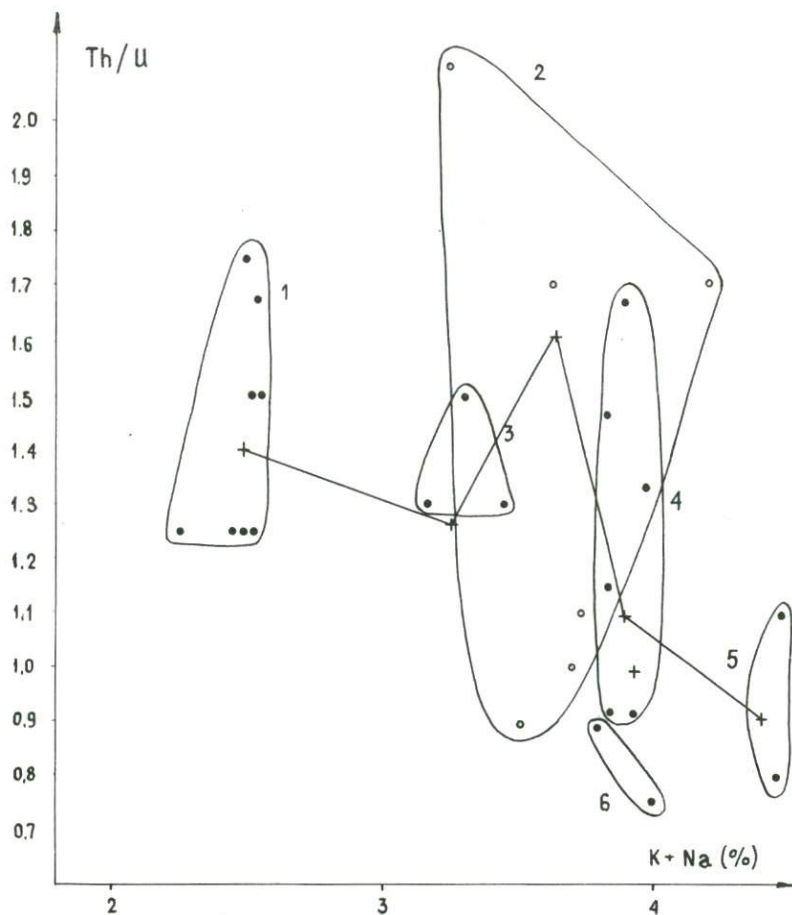


Рис.5 ОТНОШЕНИЕ Th/U В БАЗАЛЬТАХ ТОЛБАЧИНСКОЙ АРЕАЛЬНОЙ ТРЕЩИННОЙ ЗОНЫ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- 1 - СЕВЕРНЫЙ ПРОРЫВ ; 2- БАЗАЛЬТ ПРОМЕЖУТОЧНОГО СОСТАВА ;
- 3 - ПРОРЫВ 1941г; 4-ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1975г ; 5-ЮЖНЫЙ ПРОРЫВ 1976г ;
- 6 - ТЕФРИТО-БАЗАЛЬТЫ ДРЕВНИХ ПОТОКОВ И КАЛЬДЕРЫ ;
- + - СРЕДНИЕ АРИФМЕТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ .

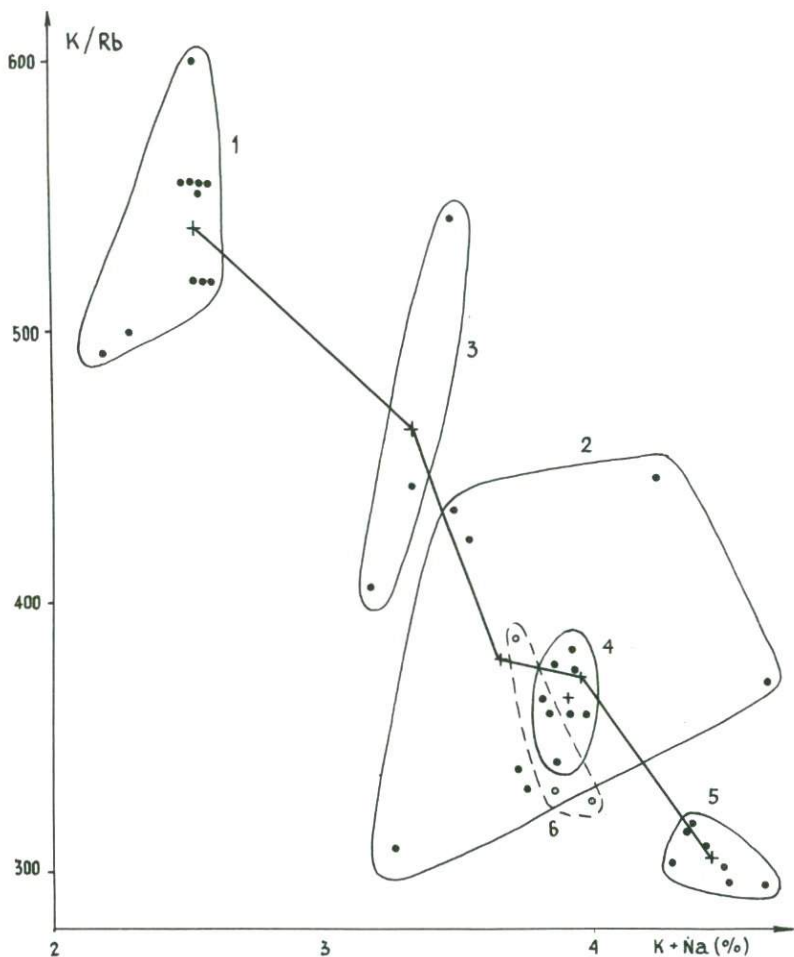


Рис.6 Отношение K/Rb в базальтах Толбачинской
ареальной трещинной зоны

Условные обозначения

- 1-Северный прорыв; 2-базальт промежуточного состава;
3-прорыв 1941 г; 4-Южный прорыв 1975 г, 5-Южный прорыв 1976 г;
6-тефрито-базальты древних потоков и кальдеры; + - средние
арифметические значения

На рисунках 3,4,5 и 6 хорошо видна прямая корреляционная зависимость концентраций элементов от общей щелочности пород. Расчеты частных коэффициентов корреляции для всех исследованных пород Толбачинской трещинной зоны ареального вулканизма показали значимую положительную корреляцию между ураном, торием и калием: $\chi_{K,U} = 0,953$; $\chi_{K,Th} = 0,870$;
 $\chi_{Th,U} = 0,866$ (при расчетах не использовались анализы образцов 1976 г.). Внутри каждой выделенной группы пород концентрации щелочных и радиоактивных элементов довольно однообразны и не проявляют указанных выше корреляционных связей. Видимо, вариации концентраций в этом случае обусловлены случайными причинами (естественные колебания физико-химических условий, аналитические погрешности). Надо отметить, что породы Северного прорыва обладают меньшей дисперсией концентраций микроэлементов по сравнению с породами Южного прорыва (табл.5).

Рост концентрации отдельных микроэлементов при увеличении щелочности пород происходит с разной интенсивностью, что приводит к дифференциации отношений элементов между отдельными группами пород.

Особенно четко видно это различие на примере отношения K/Rb , которое падает с увеличением щелочности от 538 (среднее для Северного прорыва), к базальтам (I94Iг. (464) и "промежуточного" состава (380), а затем - тефрито-базальтам Южного прорыва (362 и 307). Аналогичным образом изменяются отношения: Na/K ; Th/U ; K/U ; Na/U ; Mg/Li ; Напротив Rb/Li ; Rb/Cs ; K/Cs , Li/Cs увеличиваются от то-

леитов Северного прорыва к тефрито-базальтам Южного прорыва. Отношения K/Th ; K/Li ; $N a/Cs$ меняются незначительно. Надо отметить, что колебания отношений элементов внутри каждой группы пород незначимы.

Если рассматривать Северный и Южный прорывы в качестве самостоятельных извержений, то бросается в глаза одна и та же закономерность: в процессе извержения происходит существенное изменение химического состава образующихся пород в сторону повышения концентраций щелочей, алюминия, радиоактивных элементов и уменьшения магния и кальция, при постоянном содержании кремния. Однако в количественном отношении эти изменения в том и другом прорывах заметно отличаются.

Закономерное увеличение концентраций U , Th , Rb параллельно возрастанию содержания калия в базальтах отмечается многими авторами и считается установленным фактом. Изменение отношения K/Rb при этом также имеет место (1,4, 9,13-15,20,21,28-32). О причинах указанных эмпирических закономерностей нет единого мнения. Для объяснения обогащения базальтового расплава "некогерентными" элементами привлекают различные процессы: дифференциацию, связанную с плавлением и кристаллизацией вещества мантии (13,28-31); контаминацию коровым материалом /1,30/, перенос с флюидной фазой (4,14-16).

Выше указывалось, что наиболее приемлемой для объяснения вариаций химического состава базальтов трещинного Толбачинского извержения, является гипотеза эманационной дифференциации, где ведущая роль в процессе изменения со -

держания элементов в расплаве отводится влиянию флюидной фазы.

Магнезиальные базальты I (Северного) прорыва являются экзотическими породами в региональной зоне шлаковых конусов. Как уже упоминалось выше, средний состав базальтов Толбачинской региональной зоны соответствует содержанию K_2O около 1,6%, что близко базальтам "промежуточного" состава и извержения 1941 года. "Среднему" базальту соответствует содержание урана $\approx 0,9 \cdot 10^{-4}\%$ и тория $\approx 1,1 \cdot 10^{-4}\%$.

Для весьма распространенных в региональной зоне мегаплагиофировых тефрито-базальтов характерны более высокие содержания указанных элементов: $K_2O \geq 1,9\%$; $U \geq 1,2 \cdot 10^{-4}\%$; $Th > 1,3 \cdot 10^{-4}$,

Учитывая глубинный (мантийный) источник описываемых базальтов и их тесную пространственную взаимосвязь, мы можем предположить, что существует одна глубинная базальтовая магма, вероятно, адекватная по составу промежуточным базальтам (среднестатистическому типу базальтов), которая может дать более щелочные производные при благоприятных условиях для накопления летучих. Наиболее вероятно, что этот процесс происходит в верхах магматического бассейна, вблизи его кровли, причем факторами накопления являются: превышение апофиза магмы над средним уровнем кровли и время действия процесса. По существу конфигурация кровли магматического бассейна может определить образование магмы с тем или иным превышением компонентов над их средней концентрацией в магме. Накопление летучих, в частности галоидов и щелочных

элементов должно сопровождаться концентрированием компонентов, перемещение которых возможно в форме летучих щелочно-галлоидных комплексных соединений.

Обогащение щелочных базальтовых магм "некогерентными" элементами за счет флюидной фазы допускается рядом исследователей в частности Д.Х.Грином / 4 /, Г.В.Нестеренко /20/. По классификации А.А.Маракушева /17/ уран и торий являются "фторофильными" элементами, так что накопление фтора в расплаве должно сопровождаться концентрированием радиоактивных элементов. В пользу высказанной гипотезы, свидетельствуют и исследования Л.Н.Когарко /12/, которая обнаружила, что повышение щелочности расплава препятствует отделению фтора в собственную фазу и способствует сохранению элементов, переносимых в форме фторидов. Помимо этого, увеличение щелочности снижает активности многозарядных ионов (Th^{4+} , U^{4+}) в расплаве. Приведенные выше аргументы объясняют сохранение "некогерентных" элементов в магме в процессе вулканического извержения, вплоть до условий земной поверхности.

Такой механизм обогащения базальтов щелочными и радиоактивными элементами должен сказываться на изменении отношений элементов в соответствии с их подвижностью в газовой фазе. Несмотря на то, что мы точно не знаем соединений, в форме которых могут перемещаться исследованные элементы, можно высказать некоторые предположения. Летучесть простых галлоидных соединений Rv выше, чем аналогичных соединений калия, что в рамках предположенной модели должно приводить к понижению отношения K/Rv в обогащенном летучими рас-

плаве. В нашем случае K/Rb изменяется от 464 в базальтах 1941 года, принятых за исходную магму, до 362 и 307 в тефрито-базальтах Южного прорыва и 372 - в древних потоках тефрито-базальтов. Аналогично изменяются отношения Th/U , что позволяет говорить о большой подвижности урана по сравнению с торием в этих условиях, что также соответствует имеющимся в литературе представлениям о миграционной способности этих элементов в присутствии летучих в эндогенных условиях. В присутствии фтора можно ожидать большей подвижности рубидия по сравнению с литием, что в нашем случае подтверждается возрастанием отношения Rb/Li в тефрито-базальтах.

Уменьшение величины Mg/Li (накопление Li) в тефрито-базальтах также указывает на возможную роль флюидной фазы в накоплении исследованных элементов.

Предложенная модель позволяет допустить перенос с потоком летучих и накопление в относительно закрытых условиях некоторых петрогенных элементов, в частности алюминия и кремния. Экспериментальные работы доказывают устойчивость в газовой фазе при температурах 800-1100 °С щелочно-хлоридных, щелочно-фторидных, а также хлоридно-фторидных комплексных соединений Al и Si типа $MeAlCl_4$ (где $Me - Li, Na, K, Rb, Cs$) /25/.

Безусловно, такой процесс эманационной дифференциации мог иметь место лишь при достаточно длительном сохранении условий "закрытости" системы.

Реально наблюдаемая эволюция состава расплава Южного прорыва во времени также находит себе объяснение в рамках

обсуждаемой модели. Как уже отмечалось, в ходе извержения на Южном прорыве резко убывало количество пирокластики, то есть существенно уменьшалась газовая активность. При этом происходило параллельное возрастание в расплаве концентраций относительно подвижных в газовой фазе элементов. Можно допустить, что некоторая задержка магмы на небольшой глубине, способствовала отделению части летучих в собственную фазу. Первые порции расплава, появившиеся в начале извержения, соответствовали верхней, наиболее дегазированной части колонны. Более глиноземистые и щелочные лавы, излившиеся в конце извержения, отвечали более глубинным порциям расплава, слабо затронутым процессом дегазации. Об этом свидетельствует, видимо, и заметное увеличение относительной доли восстановленных форм железа Fe^{3+}/Fe^{2+} снижается с 0,44 до 0,16/. Имеющиеся в литературе данные по равновесиям $Fe^{3+}-Fe^{2+}$ в силикатных расплавах различной щелочности свидетельствуют о сдвиге этих реакций в сторону более окисленных форм катионов переменной валентности с ростом щелочности /12/. Видимо, в нашем случае имел место резко неравновесный процесс в условиях, близких к земной поверхности.

О возможности выноса петрогенных элементов при дегазации в приповерхностных условиях говорят экспериментальные данные /25/, а также анализы вулканических газов. Так, петрогенные элементы были обнаружены в газах Южного прорыва /19/. В газовых выбросах вершинного кратера вулкана Плоский Толбачик в 1965-70 гг. содержались SO_2 , F., Cl, Br, а в возгонах прижерлового участка - хлоралюминат и сульфат кальция

/II/. Аналогичный процесс наблюдался на лавовом озере вулкана Килауэа /Гавайи/, где в газах были отмечены следующие элементы (в порядке убывания концентраций): Na, Ca, Al, Fe, Mg, K, B, Si, Ti и др. в форме сульфатов, хлоридов и фторидов /33/. Большое значение переносу петрогенных элементов в газовой фазе придает А.Ритман /23/.

При объяснении особенностей вещественного состава магнезиальных базальтов Северного прорыва необходимо учитывать следующие факторы.

1. Существенно магнезиальный состав базальтов сочетается с афировой структурой, которая, как известно, является указанием на образование пород из перегретых магм. Перегрев магмы, по-видимому, связан с растворением в ней дополнительных количеств воды.

2. Формирование магнезиальных базальтов сопровождалось чрезвычайно высокой газовой активностью, что привело к образованию аномально больших шлаковых конусов.

3. Состав включений в базальтах (осадочные породы с фауной) указывает на существование периферической камеры под Северным прорывом на глубине первых километров.

4. Геофизические данные свидетельствуют о формировании арельных базальтов на границе коры и верхней мантии на глубине 30-40 км.

Геологические предпосылки позволяют предположить, что на небольшой глубине, менее 2-3 км, происходило интенсивное вскипание поднимающейся магмы, при этом существенно менялось ее физико-химическое состояние. Если до вскипания магма

была перегретой и по-видимому пересыщенной растворенными летучими (водой), что способствовало ее активному воздействию на вмещающие породы (ксенолиты), то затем значительная часть летучих выделилась из расплава в собственную фазу, что спровоцировало возникновение извержения. Взаимодействие расплава с содержащими органическое вещество осадочными породами могло привести к обогащению газовой фазы Северного прорыва углеводородами.

Аномальность появления магнезиальных базальтов мы связываем с особыми гидрогеологическими условиями в районе извержения, наличием богатых водоносных горизонтов, формирующихся в результате просачивания ледниковых и атмосферных вод. Канал с магмой при взаимодействии с водой подобен перекачивающему устройству — он берет воду со сравнительно глубоких горизонтов и выносит ее в виде газа на поверхность в соответствии с условиями растворимости воды в магме. Имеются экспериментальные данные, подтверждающие возможность перемещения воды в горных породах на значительное расстояние по направлению к нагревателю вследствие градиента температур /5,18/. Процесс дегазации магмы в протяженных каналах обоснован А.А.Кадиком /10/, который предполагает, "что условия массообмена меняются по высоте магматического тела: нижние части расплава поглощают воду из окружающих пород, а верхние ее сбрасывают. ..." (Кадик, 1973, стр.52). При низких концентрациях воды в магме (наш случай) уровень изменения направленности массообмена составляет 1-3 км, т.е. он согласуется с предполагаемым уровнем ки-

пения магмы Северного прорыва. На этом уровне конвективный массоперенос расплава сменяется процессом его дегазации, а конвекция продолжает поддерживать высокую температуру магмы, несмотря на охлаждение расплава в верхней части колонны выделяющимся газом. Можно допустить, что этот газ выносит на поверхность все элементы, которые образуют легко летучие соединения с его компонентами.

Исследование газов Северного прорыва, выполненное И.А.Меняйловым и др. /19/, показало, что в их составе наряду с летучими (F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , H^+ и т.д.) присутствуют многие петрогенные элементы (Na^+ , K^+ , Al^{+3} и т.д.). Концентрация магния и кальция в газах на 1-2 порядка ниже.

В газе с лавового потока нами был обнаружен торий в количестве $6 \cdot 10^{-8}$ г/литр газа. Возможность выноса петрогенных элементов с вулканическими газами была показана выше. Таким образом интенсивная дегазация магмы Северного прорыва должна была сопровождаться выносом щелочных и радиоактивных элементов, алюминия и относительным обогащением магнием и кальцием. Сравнительная меньшая щелочность первичной магмы, которую мы принимаем близкой по составу "среднему" базальту региональной зоны, или базальтам извержения 1941 года, а также энергичная газовая "промывка" должны были благоприятствовать более полной дегазации расплава, чем в случае, который имел место для тефрито-базальтов Южного прорыва. Потеря элементов, переносимых в газовой фазе в форме галоидных соединений, обусловила изменение отношений элементов в соответствии с их летучестью, увеличению величин отношений K/Rb ,

Th/U , Mg/Li . Все сказанное объясняет формирование магнетиальных базальтов умеренной щелочности с относительно пониженным содержанием радиоактивных элементов, характерным для Северного прорыва.

Изложенные данные показывают большую роль эманационного переноса компонентов магмы в процессе формирования ее состава. Роль эманаций, вероятно, лимитируется главным образом давлением и временем. На больших глубинах, в верхней мантии, летучие мигрируют в верхи магматических бассейнов, формируя здесь магму относительно повышенной щелочности. На малых глубинах, наоборот они способствуют активной дегазации магмы и выносу из нее петрогенных и малых компонентов. Эволюция состава расплава при этом близка к той, которая вызывается фракционированием темноцветных компонентов в магме. Дегазация магмы на малых глубинах с существенным выносом петрогенных компонентов является однако редким явлением и требует некоторых определенных условий для ее проявления. Такая модель эволюции магматического расплава в условиях, соответствующим Толбачинской трещинной зоне, позволяет говорить о едином составе глубинных магм, давших в результате изменения все наблюдаемые типы базальтов. На петрохимических диаграммах они располагаются вдоль одной линии компактной группой, образуя единый ряд, что лишний раз свидетельствует в пользу их генетической связи /Рис. 2 /.

Вместе с тем, вопрос об эманационной дифференциации, в особенности, на больших глубинах, является весьма сложным, еще не достаточно изученным и термодинамически обоснованным.

Поэтому обсуждаемая в настоящей статье качественная модель отнюдь не претендует на то, чтобы ответить на все неясные вопросы, возникающие в связи с исследуемой проблемой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акимов А.П., Жемжурова З.Н., Золотарев Б.П., Семенов Г.С., Соболев С.Ф. Распределение радиоактивных элементов в породах мантийного происхождения. Сб. "Физические свойства, состав и строение верхней мантии". М., "Наука", 1974, 54-66.
2. Волюнец О.Н., Флеров Г.Б., Хренов А.П., Ермаков В.А. Петрология вулканических пород трещинного Толбачинского извержения 1975 г. "Докл. АН СССР", 1976, 228, №6; 1419-1422.
3. Генштафт Ю.С., Ермаков В.А. Необычное извержение на Камчатке. "Земля и Вселенная", 1976, № 4, 39-49.
4. Гриц Д.Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме. Сб. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". М., "Мир", 1973, 242-258.
5. Дударев А.Н. Термоосмотическая проницаемость горных пород. Сб. "Флюидный режим земной коры и верхней мантии" (тезисы докладов), Иркутск, 1977, 100.
6. Ермаков В.А., Фирстов И.П., Широков В.А. Петрогенезис Ключевской группы вулканов. Сб. "Вулканизм и глубины Земли". М., "Наука", 1971, 152-157.
7. Ермаков В.А. Мегаплагифирующие лавы Камчатки - вероятный аналог анортозитовых пород. "Известия АН СССР, Серия геологическая", 1971, № 10, 56-72.
8. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.

9. Золотарев Б.П., Кравченко С.М., Соболев С.Ф. О корреляции содержаний калия и урана в четвертичных базальтоидах Большой Курильской островной дуги. Сб. "Петрология и металлогения базальтов". М., "Наука", 1973, 173-181.
10. Кадик А.А. "Физико-химические условия, определяющие поведение воды и углекислоты в магмах основного и кислого состава при их движении к поверхности Земли". Автореф. диссерт. М., 1973.
11. Кирсанов И.Т., Пономарев Г.П. Извержение вулкана Плоский Толбачик и некоторые особенности их продуктов. "Бюлл. вулк. станц.", № 50, 1974, 53-63.
12. Когарко Л.Н. "Проблемы генезиса агапитовых магм". М., "Наука", 1976.
13. Кравченко С.М. "Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм". Автореф. дисс., М., 1974.
14. Леонова Л.Л., Кирсанов И.Т. Геохимия базальтов Ключевского вулкана (Камчатка). "Техимия", № 6, 1974, 875-884.
15. Леонова Л.Л., Флеров Г.Б. Геохимия щелочных пород Центральной Камчатки. "Техимия", № 1, 1977, 82-93.
16. Лутц Б.Г. "Геохимический состав континентальной коры и верхней мантии Земли". М. "Наука", 1975.
17. Маракушев А.А. Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов. Сб. "Очерки физико-химической петрологии", вып. 5, М., "Наука", 1975, 121-194.
18. Майский Ю.Г., Труфанов В.Н., Майская З.В., Куршев С.А. Техническая модель природной системы "магма-флюид" в песчано-глинистом субстрате. Сб. "Флюидный режим земной коры и верхней мантии" (тезисы докладов). Иркутск, 1977, 104.
19. Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Гусева Р.В., Шапарь В.Н. результаты отбора и анализа вулканических газов на Тол-

- бачинском трещинном извержении в 1975 г. "Докл. АН СССР", 1976, № 2, 440-442.
20. Нестеренко Г.В., Фролова Л.П. Литий и рубидий в траппах. "Геохимия", № 3, 1965, 343-347.
 21. Поляков А.И., Соборнов О.П. Уран, торий и калий в вулканических породах Исландии. "Геохимия", № 9, 1975, 1309-1316.
 22. Попков В.Ф. Вулканическая деятельность Плоского Толбачика. "Бюлл. вулк. станций на Камчатке", № 12, 1946, 54-63.
 23. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964.
 24. Родионов А.Я., Кляхин В.А. Роль хлор- и хлор-фторкомплексов в переносе бериллия, алюминия и кремния в газовой фазе. Сб. "Флюидный режим земной коры и верхней мантии", (тезисы докладов). Иркутск, 1977, 106.
 25. Соборнов О.П., Поляков А.И. Содержание радиоэлементов в международных геохимических стандартах и отечественных стандартных образцах горных пород. "Геохимия" № 2, 1975, 307.
 26. Федотов С.А., Горельчик В.М., Степанов В.В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачинского извержения в 1975 г. на Камчатке. "Докл. АН СССР", 1976, т.228, №6, 1407-1410.
 27. Штейнберг Г.С. О ретроградном повышении давления как спусковом механизме извержений. "Докл. АН СССР", т.232, № 4, 1977...
 28. Cheminee J., -L. "Evolution des concentrations en K, U, Th dans les laves de la serie différenciée de l'Ert'a'Alé." Rev. géogr. phus. et géol. dyn. 2, 1973, 15, N°4, 353)-372.
 29. Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. "Geochim. et Cosmochim. Acta." 1968, v.32, 1057-1086.

30. Hier K.S., Mc.Dougall J., Adams J.A.S. Thorium, Uranium and Potassium concentration in Hawaiian Lavas. "Nature", 1964, v.201, N°18, 254-256.
31. Hier K.S., Rogers J.W. Radiometric determination of Th, U, K in basalt and in two magmatic differentiation series. "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1963, v.27, N°2, 137-154.
32. Jakes P., White A.J.R. Major and trace element in volcanic rocks of Orogenic areas. "Bull. Geol. Soc. Amer.," 1972, 83, N°1, 29-39.
33. Naughton J.J., Levis, V.A., Hammand D., Nishimoto D. The chemistry of sublimates collected directly from lava fountains at Kilauea Volcano, Hawaii. "Geochim. et Cosmochim. Acta", 1974, 38, N°11, 1679-1690.

ЯВЛЕНИЯ ЛИКВАЦИОННОГО РАССЛОЕНИЯ В ОКЕАНИЧЕСКИХ
БАЗАЛЬТАХ

В основу настоящего сообщения положено детальное изучение микроструктур океанических толеитовых базальтов из срединно-океанических хребтов: Восточно-Тихоокеанского /материалы 8 и I4 рейсов НИС "Дмитрий Менделеев"/ и Аравийско-Индийского /материалы 54 рейса НИС "Академик Курчатов"/.

Исследованные базальты являлись частями различных, преимущественно внешних, стекловатых зон тонких лавовых потоков /мощностью 1,5–5 см/, подушек или представляли собой мелкие округлые стекловатые обособления /"капли"/, размером 1–3 см. Все они характеризуются близким минеральным составом, структурами и последовательностью кристаллизации. Это афировые и редкопорфировые толеитовые базальты с преобладающим оливин-плагиоклазовым парагенезисом вкрапленников. Присутствие последних в базальтах не зависит от положения в подушечном обособлении или потоке, что свидетельствует об их интрателлурическом происхождении.

В основной массе преобладает плагиоклаз A_{n50-60} в виде лейстов и микролитов, размером от 0,01 до 0,5 мм, удлиненных, с расщепленными концами или конвертообразной формы, с пустой центральной частью, иногда собранных в лучистые и сноповидные агрегаты. Последние часто окружены мелкими ксеноморфными изометричными зернами пироксена или находятся с ним в сростании. Клинопироксен представлен буроватым авгитом, реже пижонитом, количество и формы выделе-

ния которого зависят от степени раскristализации стекла. В более стекловатых разностях это метельчатые, щетковидные или ветвистые агрегаты, по мере раскristализации появляются радиально-лучистые и сферические агрегаты, в которых изометрические мелкие зерна пироксенов собраны в цепочки, создавая иллюзию длиннопризматических кристаллов. В еще более раскristализованных породах появляются мелкие изометричные короткостолбчатые или ксеноморфные зерна, занимающие промежутки между лейстами плагиоклаза или включающие пойкилитовые вростки последнего. Количество пироксена обычно варьирует от 10-15 до 30-40%, хотя встречаются участки, сложенные им преимущественно.

Оливин не превышает 10%, встречаясь чаще во вкраплениях, а также в мелких идиоморфных зернах в основной массе. Это единственный минерал, местами подвергнутый изменению, выраженному в побурении зерен, а также в замещении хлоритом или минералами идингсит-боулингитовой группы.

Количество рудных минералов и их размер увеличиваются в зависимости от раскristализации стекла. В стекловатых разностях базальтов они полностью отсутствуют. В раскristализованных - диагностируются игольчатый и пластинчатый ильменит и титаномagnetит, обычно подвергнутый низкотемпературному окислению с точками Кюри от 240° до 340° /по Д.М.Печерскому/.

Стекло светлобурое, прозрачное, в тонкой внешней зоне часто подвергнуто окислению (при этом оно теряет прозрачность и окрашивается в темнобурый цвет), а также частично

палагонитизированное. По мере продвижения вглубь базальтовых тел темнобурные каймы окисленного стекла сохраняются только вокруг вкрашенников и микролитов.

Структуры основной массы в исследованных образцах преимущественно витрофировые и гиалопилитовые с большим количеством стекла. Во внутренних частях базальтовых тел развиты также толеитовые и интерсертальные структуры. Они часто неоднородны и содержат стекловатые ореолы вокруг пор и пустот.

Порядок кристаллизации четко устанавливается по времени появления различных минералов в стекловатом базисе. Первыми кристаллизуются оливин, затем плагиоклаз и клинопироксен, выполняющий промежутки между ними или нарастающий на плагиоклаз в виде щеточек, и последними – рудные минералы, которые появляются только в наиболее раскристаллизованных базальтах. В меланократовых разностях базальтов пироксеновые агрегаты основной массы, резко преобладающие по количеству, появляются раньше плагиоклаза.

Стекла толеитовых базальтов, не затронутые вторичными изменениями, изучались с помощью электронного микроскопа ЭМ-7 /фиг. 1,5-9/ и японского сканирующего микроскопа МИНИ-СКПН-2 /фиг.2-4/ в комплексе с рентгенофазовым анализом. Выяснились различия во внутреннем строении стекол в зависимости от их положения в базальтовых телах. При этом только в тонких стекловатых потоках и базальтовых "каплях" была возможность изучить практически весь поперечный разрез, в то время как в крупных подушках, с интенсивно раскристал-

лизованной внутренней частью исследовалась только закаленная внешняя стекловатая корочка.

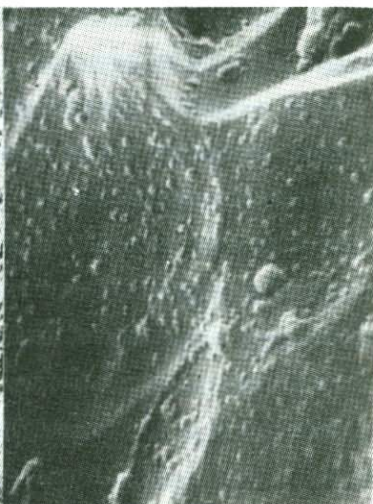
Изучение стекол показало, что даже во внешних закаленных оболочках базальтовых тел стекло имеет неоднородное строение. В самых внешних частях потоков и подушек на фоне однородного изотропного стекла рельефно выделяются эмульсионные обособления округлой формы, часто объединенные в цепочки, вытянутые в одном направлении /фиг.1/. Размеры единичных обособлений не превышают 0,1 мк, а диаметр их сростков достигает 0,3-0,5 мк. Распределение их в стекле носит равномерный и повсеместный характер /фиг.2/, с соотношением каплевидных обособлений и матрицы 29-71.

Дифрактограммы стекол этих пород /фиг.3/ обнаруживают несколько размытых пиков слабой интенсивности, соответствующих межплоскостным расстояниям слабо структурированного клинопироксена. Судя по строению стекла, именно пироксен обособливается в виде каплевидной фазы и ее сростков, в то время как недостаточно структурированная преобладающая матрица на дифрактограммах рефлексов не дает.

Помимо этого типа неоднородности, наиболее распространенного в закаленных базальтовых стеклах, встречен и другой. Так в базальтовой "капле" на фоне однородного стекла резко выделяется область эллипсоидальной формы размером 40 x 50 мк /фиг.4/, сходная по строению с вышеописанным типом стекла. Она имеет пористое строение с диаметром пор до 1-1,5 мк. В ней четко выделяются мелкие эмульсионные обособления, размер которых не превышает 0,1-0,2 мк. Соотношение эмульсион-



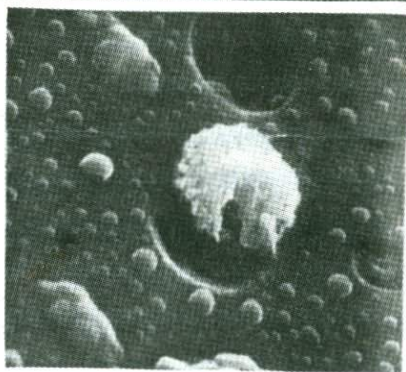
Фиг. 1



Фиг. 2



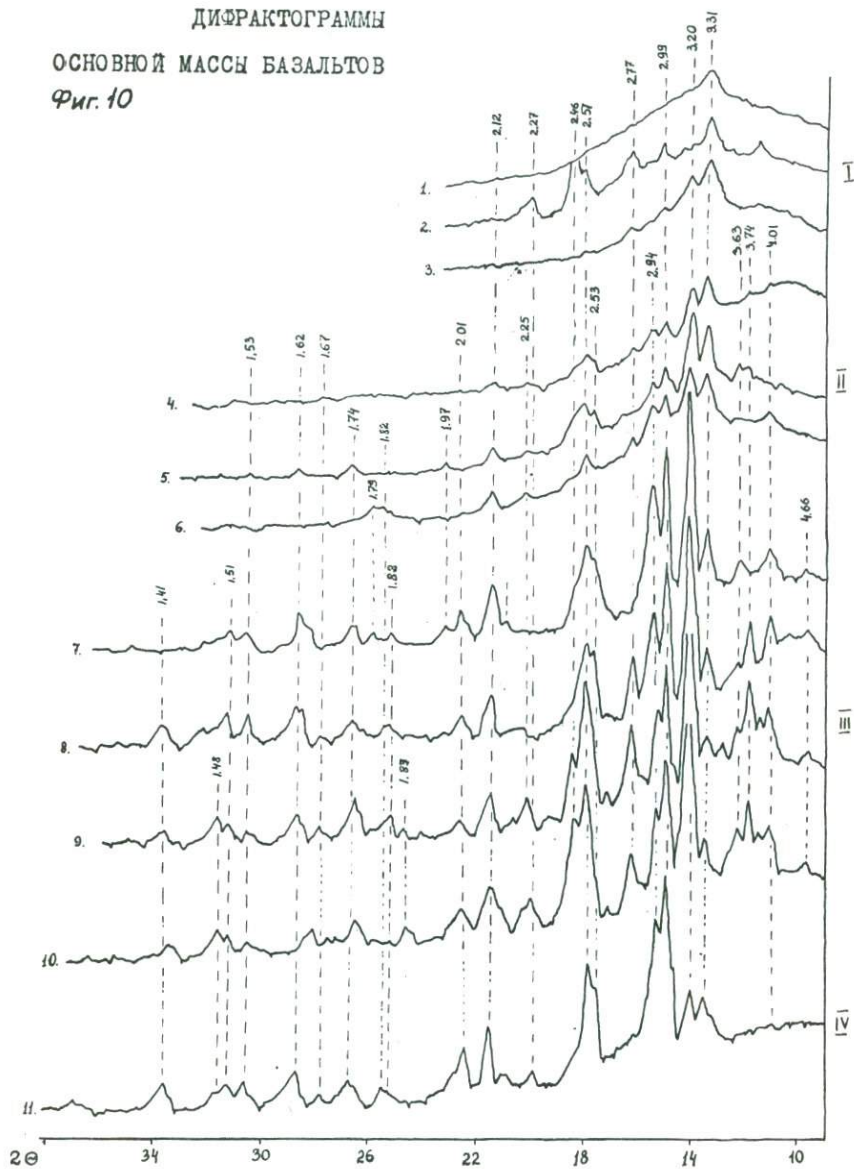
Фиг. 4

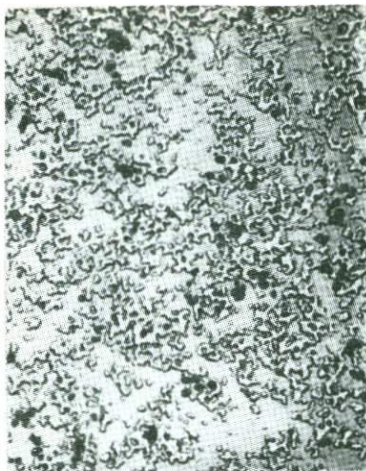


Фиг. 5

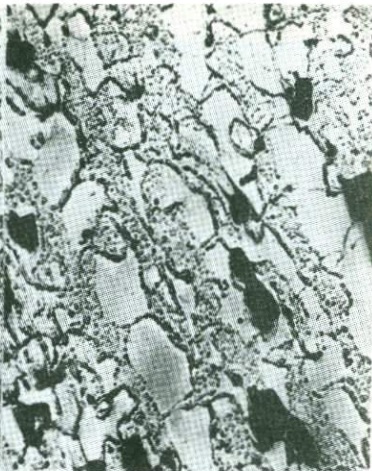
1562

ДИФРАКТОГРАММЫ
 ОСНОВНОЙ МАССЫ БАЗАЛЬТОВ
 Фиг. 10

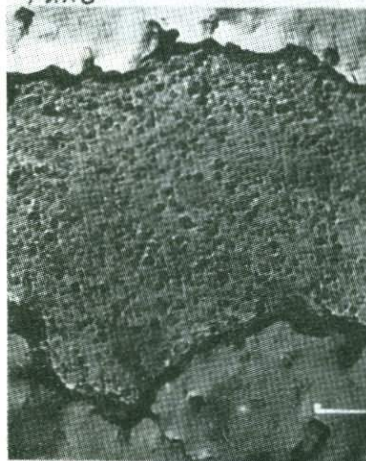




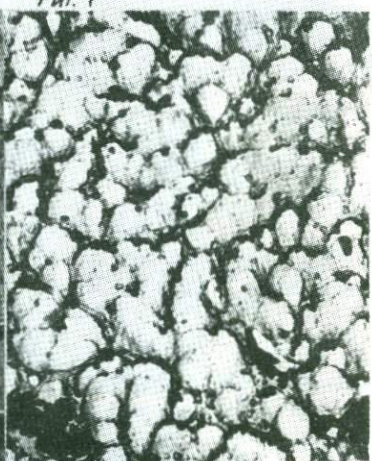
Фиг. 6



Фиг. 7



Фиг. 8



Фиг. 9



Фиг. 10

- Фиг. 1. Каплевидные выделения протопироксена в стекловатой корочке базальтового потока. Ув. 17500.
- Фиг. 2. Равномерное распределение протопироксена в стекле. Ув. 30000.
- Фиг. 3. Дифрактограммы стекол базальтов
I - закаленная базальтовая "капля",
II - верхняя часть лавового потока,
III-IV - стекло базальта на глубине 0,5 см от поверхности лавового потока,
V - центральная часть тонкого лавового потока.
- Фиг. 4. Эллипсоидальное обособление в однородном стекле "капли" базальта. На поверхности обособления выделяются ориентированные капли-поры. Ув. 1000.
- Фиг. 5. Поверхность эллипсоидального обособления. Видны капли протопироксена и поры. (Белый агрегат - концентрирующийся в районе пор материал напыления). Ув. 20000.
- Фиг. 6. Сегрегация капель клинопироксенового состава. Ув. 12000.
- Фиг. 7. Удлиненные сростки плагиоклаза, сцементированные областями скопления каплевидного клинопироксена. Ув. 10000.
- Фиг. 8. Контакт двух в разной степени структурированных стекол в центральной части базальтового порока. Ув. 12000.
- Фиг. 9. Участок скопления укрупненных капель протопироксена. Ув. 20000.
- Фиг. 10. Скелетные выделения пироксена со структурами ступенчатого-капельного роста. Ув. 8400.

ных обособлений и матрицы составляет 20-22 : 80-78 /фиг.5/.

Поскольку стекло фиксирует то структурное состояние расплава, которое было достигнуто к моменту его консолидации, можно констатировать, что во внешних частях базальтовых тел в стекле проявилась способность расплава к разделению на две фазы сложного состава, т.е. к явлениям ликвации.

На глубине 0,5-1 см от поверхности базальтовых тел в стекле наблюдаются укрупненные эмульсионные обособления и их червеобразные сrostки /фиг.6/, беспорядочно ориентированные в породе. Количественное соотношение эмульсионной каплевидной протопироксеновой фазы и матрицы составляет 37:63. На дифрактограммах этих пород /фиг.3/, в целом сходных с первыми, структурированность пироксена каплевидной фазы несколько возрастает, что проявляется в увеличении набора рефлексов и изменении соотношений их интенсивностей. Здесь же выявляются первые размытые линии, характеризующие межплоскостные расстояния основного плагиоклаза.

В 2-3 см от поверхности базальтовых тел, что соответствует внутренним частям тонких потоков, еще резче проявляется анизотропия стекла: отдельные, ранее беспорядочно ориентированные капли протопироксена и их червеобразные сrostки группируются, образуя скопления, взаимно прорастающие с однородным стеклом /фиг.7/. При этом участки, сложенные каплевидным пироксеном преобладают по количеству над остальной массой стекла, которая начинает проявлять признаки структурирования. Ее обособления в протопироксеновом агрегате принимают форму, близкую к таблитчатой, и в них появляется сла-

бо выраженная штриховка /спайность?/. Отдельные участки подобного рода группируются в субпараллельном направлении, как бы прорастая скопления каплевидного протопироксена.

Рентгенофазовый анализ этих стекол выявляет клинопироксен и основной плагиоклаз /фиг.3/, которые имеют почти полный набор рефлексов и проявляют высокую степень структурирования, выраженную в нормальном соотношении интенсивностей рефлексов, характерном для полнокристаллического состояния этих минералов. Однако под обычным поляризационным микроскопом клинопироксен выявляется плохо, имея вид слабо реагирующего на поляризованный свет тонкошестоватого и метельчатого агрегата, и становится заметным только тогда, когда плагиоклаз уже хорошо раскристаллизован в виде лейст. Очевидно области сегрегации каплевидного клинопироксена представляют собой не монокристаллы, а скопления разрозненных, уже в высокой степени упорядоченных, но резко переохлажденных квазикристаллических фаз, что дает рассеивающий эффект в световой оптике.

Во внутренних частях потоков и подушек базальтов обнаруживается небольшое /20%/ количество слабо структурированного стекла, образующего вытянутые обособления в описанном выше двухфазном стекле пироксен-плагиоклазового состава. При этом двухфазное стекло, выступающее в виде матрицы, имеет с ним четкие, но неровные, заливообразные границы, вдоль которых отмечается массовое скопление каплевидного пироксена /фиг.8/, сростки которого местами достигают 0,5-1 мк /фиг.9/.

В обособлениях слабо структурированного стекла также обнаружены выделения пироксенового типа /фиг.10/, однако здесь они имеют скелетного вида формы со структурами ступенчатого роста. Отдельные капли и их сростки, развивающиеся в сопряженной с краем скелетного зерна области, ориентированы в едином направлении со ступенями роста в кам, а бугристое неоднородное строение зерна свидетельствует о том, что рост его в значительной степени осуществлялся за счет ориентированного присоединения одноименных каплевидных обособлений из близлежащих областей.

Таким образом и в удаленных от поверхности участках базальтовых потоках также наблюдаются явления ликвации, приводящие к обособлению в разной степени структурированных участков стекол сложного строения.

Соотношения выделений протопироксена и протоплаггиоклаза в структурированных стеклах не остаются постоянными, а закономерно изменяются от периферии базальтовых тел к их внутренним частям. В ликвационных обособлениях внешних закаленных зон, также как и в стекловатой внешней корке, лишенной этих обособлений, пироксен имеет резко подчиненное значение, постепенно увеличиваясь по мере продвижения вглубь базальтовых тел за счет уменьшения плаггиоклаза.

Имеющиеся данные по химизму исследованных базальтовых тел /подушек и лавовых потоков/ показывают, что эти тела в целом достаточно однородны по составу /табл.1/, с отношением нормативных плаггиоклаза, пироксена и оливина 54:28:18. Если же учесть, что, как было показано выше, основная масса оливи-

№№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. п.	Σ
1.	47.75	1.10	16.25	1.77	9.33	0.18	9.58	11.10	2.48	0.08	0.16	0.03	0.12	99.9
2.	48.21	1.25	15.50	2.16	8.98	0.18	9.08	11.52	2.40	0.08	0.14	0.00	0.58	100.08
3.	48.39	0.83	16.21	1.91	7.81	0.17	10.18	11.56	2.04	0.04	0.11	0.17	0.35	99.77
4.	48.79	0.86	16.02	1.67	7.81	0.13	10.18	11.55	2.04	0.04	0.10	0.11	0.52	99.82
5.	48.83	0.83	16.21	1.55	7.81	0.14	10.18	11.56	1.94	0.04	0.10	0.17	0.53	99.89

121

Табл. I. Химический состав исследованных базальтов Тихого океана. I - Впадина Хесса, Галапагосский рифт, стекловатая корка потока (Обр.532-I-20а); 2 - центральная часть того же потока (Обр.532-I-20б); 3-5 - Галапагосский рифт, подушечное обособление: 3 - редкопорфировый мелкопористый стекловатый базальт с плохо заметной вариолитовой структурой (Обр.1052а); 4 - базальт с интерсертальной структурой (Обр.1052б); 5 - долерит (Обр.1052в).

на имеет интрателлурический генезис, а анализированные стекла имеют двухфазный состав, то становится ясным, что остаточный расплав в первом приближении представляет собой двухкомпонентную систему. Нормативное пироксен-плаггиоклазовое отношение в этой системе, за вычетом оливиновой составляющей, равно 34:66, что очень близко к соотношению протофаз в стеклах, расположенных в базальтовых телах непосредственно под внешней закаленной корочкой /в 1,5-2 мм/. В то же время внешняя зона по сравнению с средним составом оказывается обогащенной плаггиоклазом, а внутренняя - клинопироксеном.

Таким образом, в стекловатых частях базальтовых тел /а если последние невелики по объему, то в пределах всей мощности этих тел/ изменение в соотношении протоплаггиоклаза и протопироксена соответствует изменению этих соотношений в пироксен-плаггиоклазовых эвтектиках с разным отношением водного флюида. В поверхностной корке эти соотношения /29:71/ близки к эвтектике, имеющей место при высоких давлениях воды, во внутренних стекловатых частях тел - они /60:40/ близки к сухим эвтектикам /1/.

Судя по изменению количественных соотношений главных фаз, в базальтовых телах, даже внешне однородных, имеет место перераспределение летучих и компонентов расплава, т.е. флюидномагматическая дифференциация, не улавливаемая при валовом анализе. При этом во внешних частях закаленных корок накапливаются летучие компоненты, в то время как в более глубоких частях происходит своеобразное "осушение". Этот процесс вызывает перераспределение зародившихся ранее

протофаз клинопироксена. По всей вероятности обогащение летучими компонентами внешней корочки связано с подводными условиями излияния исследуемых базальтов. Оно коренным образом отличается от поведения летучих в расплавах при наземных условиях излияния, где происходит "осушение" внешних корок эффузивов /2/.

Процесс перераспределения летучих имеет место на стадии расплава, поскольку он отражается в соотношениях каплевидных микрофаз, лишь приближающихся по составу и строению к будущим кристаллам. При этом состав стекол в каждом конкретном случае соответствует эвтектикам, равновесным к специфическим условиям, сложившимся в данном участке тела.

Как следует из изложенного выше, общей генеральной особенностью исследуемых стекол является более раннее обособление протопироксеновой фазы. Последующее бурное развитие плагиоклаза, по степени своей кристалличности "обгоняющего" пироксен и оказывающегося самой ранней фазой основной массы, которую можно наблюдать под поляризационным микроскопом, связано, видимо, с изменением физико-химических условий при дальнейшей жизни расплава. Подобное изменение физико-химических условий, отражающееся в изменении отношения расплав : флюид, общего давления P_3 / и соответственно в изменении эвтектических соотношений пироксена и плагиоклаза, связано, очевидно, с перемещением расплавленных масс магмы все ближе к дневной поверхности, а в пределах потоков с обезвоживанием внутренних зон и скоплением летучих в периферийных зонах.

Сравнение составов в различной степени структурирован-

1567

ных эвтектик стекломассы с нормативным составом породы в целом показывает, что именно тогда, когда состав эвтектики, равновесной для данных конкретных условий, резко отличается от нормативного, происходит расслоение расплава на две в разной степени структурированные области — эвтектоидную и представляющую собой неравновесный остаток. Подобное явление имеет место в закаленной корке и самой внутренней из исследованных зон. Развитие фаз в пределах ликвантов идет по-разному: в эвтектоидной области их рост осуществляется за счет сегрегации одноименных фаз и размежевания разноименных; в неравновесном остатке — по типу свободного скелетного роста в сочетании с капельным ростом. Если же состав эвтектики, равновесной условиям, сложившимся в данном участке базальтового тела, и нормативный состав породы близки, расслоения не происходит и выделение тончайших микрофаз осуществляется равномерно по всей массе расплава. Следовательно, в базальтах проявляется тенденция к расслоению только при резкой смене условий по сравнению с исходными. В первую очередь, очевидно, влияет изменение флюидного режима, что приводит расплав в резко неравновесное состояние.

Судя по соотношению пироксена и плагиоклаза, приведенным выше, в условиях высокого давления водного флюида в расплаве оливинового базальта формируются ликвационные области высокоглиноземистого состава, а в условиях низких давлений воды — меланократового, близкого к пикритам базальта. При этом из общей массы расплава обособливаются области, равновесные определенному флюидному режиму, осталь-

ная часть расплава при охлаждении застывает в виде неструктурированного стекла.

Таким образом, упорядочение расплава при его охлаждении осуществляется через серию равновесных эвтектик, состав которых определяется условиями консолидации и перераспределения летучих.

Итак, структурное развитие расплава отражает две стадии процессов, свойственные разным этапам и уровням его стадий: первый этап - ликвации, осуществляется при условии резкого изменения флюидного режима и проявляется в виде обособления областей гетерогенного состава. Второй этап - осуществляется непосредственно в предликвидусной области и проявляется в обособлении эмульсионных фаз квазикристаллического состояния.

Наблюдаемые особенности базальтовых стекол позволяют нам составить представление о начальных стадиях дифференциации расплава, выраженной в расслоении его на обособленные участки разного состава. Все эти процессы идут при температурах выше ликвидуса. Последние были рассчитаны для базальтов впадины Хесса по методу Л.Л.Перчука / 3 / и равны 1240-1260°.

Встает вопрос о том, сохраняется ли это расслоение только в случае быстрой высокотемпературной закалки расплава в виде вулканического стекла или же и при более медленном остывании расплава, т.е. при его дальнейшей раскристаллизации.

Выше были указаны случаи, неоднородности в уже раскри-

сталлизованной основной массе базальтов, хорошо видны при ее изучении под поляризационным микроскопом. Особенно часто неоднородности структуры наблюдаются вблизи пор, пустот или их скоплений, которые окружены стекловатыми оторочками. Стекло в них непрозрачное, темное в связи с высокой его окисленностью. По мере удаления от пор или пустот количество стекла уменьшается и структура на расстоянии в доли миллиметра меняется от витрофировой к гиалопилитовой, а далее и к интерсертальной.

Это явление, широко распространенное в базальтах, подтверждает сделанный ранее вывод о перераспределении летучих компонентов в стекле в процессе застывания расплава.

Однако в более раскристаллизованных образцах, например, в микродолеритах, развивающихся в центральных частях подушек и потоков, а также в субвулканических телах удается видеть, что перераспределяются не только летучие, но и петрогенные компоненты расплава.

Так в изученных микродолеритах, драгированных в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия и впадины Хесса в Галапагосском рифте (I4 рейс "Д. Менделеев"), широко развиты явления неоднородности основной массы. В последней встречены относительно крупнозернистые обособления, размером от 2-3 мм до 2-3 см, состоящие из микролитов и лейст (0,04 - 0,4 мм) плагиоклаза Al_{55-58} (45-50%), буроватого клинопироксена ($c:N_q = 4I^0$, $2V = 50$), несколько уступающего по количеству плагиоклазу (35-40%), ксеноморфных рудных минералов (15-20%), интерстициального стекла. Края крупнозернистых обособлений

чаще резкие, причем лейсты плагиоклаза стремятся к ориентировке перпендикулярно к краям. Крупнозернистые обособления значительно обогащены гидроокислами железа, по сравнению с остальной массой породы, и в связи с этим обладают четким ореолом бурого цвета. В центральных частях этих обособлений часто расположена пустотка, а они сами обладают пористой текстурой.

Крупнозернистые обособления сосуществуют с участками породы, имеющей существенно иное строение и состав. Это криптозернистая масса, сложенная преимущественно короткотаблитчатыми зернами клинопироксена (65-70%), видными только при самом большом увеличении (60x8), остальную массу породы составляет стекловатый мезостазис (0-15%), плагиоклаз Al_{50-80} (0-10%) и рудные минералы (до 10%). В этой массе поры или отсутствуют или они очень мелкие. Нет также и гидроокислов железа. В пределах этих участков встречены редкие крапленники плагиоклаза, содержащие в виде включений отдельные зерна или агрегаты клинопироксенов.

В других случаях неоднородность структуры выражена иначе. Основная масса породы сложена метельчатыми радиальнолучистыми существенно клинопироксеновыми агрегатами с небольшой примесью плагиоклаза (отношение пироксена к плагиоклазу 70:30). Клинопироксен имеет короткопризматическую форму, ориентируясь в полоски с образованием радиальнолучистых агрегатов. Иногда в центре этих агрегатов расположено хлоритизированное стекло, в котором имеются включения рудного минерала.

Промежутки между обособлениями клинопироксена сложены более крупнозернистой, существенно плагиоклазовой массой, сходной по составу с материалом описанных выше крупнозернистых участков (плагиоклаз к пироксену относится как 75:25). Микrolиты плагиоклаза при этом стремятся ориентироваться перпендикулярно к границам выполняемых ими участков.

Итак, для мелкозернистых долеритов характерна микро-масштабная неоднородность структуры и состава пород. Описанный выше ее характер не оставляет сомнения в том, что они связаны с неоднородностью распределения в породе летучих и петрогенных компонентов на стадии её кристаллизации и представляет собою яркое проявление тех же процессов, которые свойственны базальтовым стеклам, но на ином уровне. Существенно плагиоклазовые, более крупнозернистые участки образуются за счет порций расплава, обогащенных летучими, что соответственно и обуславливает повышенное содержание в исходной для них базальтовой эвтектике плагиоклазового компонента, в отличие от существенно клинопироксеновых мелкозернистых участков, формировавшихся в более сухих условиях.

Весь изложенный выше материал показывает, что явления ликвации свойственны изученным базальтовым расплавам толеитового состава и проявляются в течение достаточно длительного интервала их застывания. В описанных нами случаях участки расплава разного состава достигают нескольких см, однако принципиально возможно получение и больших объемов ликвантов.

Явления ликвации в океанических толеитах не так уж

редки. Наблюдения над расслоением стекловатых океанических толеитов были сделаны также Прокопшевым /3/ и Р.Итсом с соавторами (5) по материалам бурения I6 бурового рейса "Гломар Челленджер" в Тихом океане, близь западного окончания разлома Кларифон.

В корке свежего стекла базальтовых, подушечных обособлениях, подстилающих нижнекампанские известняки скв. I63, по мере проникновения вглубь подушки были обнаружены темные непрозрачные и краснокоричневые глобулы размером 0,1-0,3 мм. Последние были слабо раскристаллизованы и обогащены кальцием и натрием (компонентами плагиоклаза) по сравнению с окружающим сидеромеланом. Отношение нормативных плагиоклаза к пироксену в них обычно равно 61:39, но достигает и 80:20. Непрозрачные глобулы наоборот, были обеднены этими элементами и обогащены железом и магнием. Отношение плагиоклаза к пироксену в них 37-42:62-57. При этом глобулы первого типа относятся ко вторым как 43:57. По направлению вглубь подушек зона глобул сменяется зоной с вариолями пироксена в массе плагиоклаза, проросшего рудным непрозрачным минералом. В центре наиболее крупных обособлений развита равномерная диабазовая структура.

В данном случае также зафиксировано явление высокотемпературного расслоения расплава в масштабе, промежуточном между двумя крайними случаями, описанными выше, причем они также как и в описанном нами случае, достигают максимального развития в тех участках базальтовых тел, которые характеризуются максимальными перепадами давления летучих.

Обращает на себя внимание то, что во всех случаях порция расплава, обогащенная плагиоклазом, одновременно обогащена рудным минералом, отличается высокой степенью окисленности стекла и большим количеством пор и пустот, т.е. несет все признаки концентрации летучих в ее пределах. Соотношение плагиоклаза и пироксена в ней близко к базальтовой эвтектике при высоких содержаниях водного флюида.

Таким образом, расплавы оливин-толеитового состава при явлениях высокотемпературного расслоения — ликвации, способны дать высокоглиноземистые расплавы, с одной стороны, и меланократовые, близкие к пикритовым с другой.

Возможно, что часть широко распространенных в срединно-океанических хребтах высокоглиноземистых, обогащенных плагиоклазом базальтов произошла именно подобным путем. При этом в условиях накопления летучих компонентов в верхних частях магматической колонны при подъеме ее к поверхности земли они должны изливаться в начальные этапы вулканической деятельности. Эти высокоглиноземистые базальты, резко обедненные магнием, следует отделять от высокомагнезиальных обильно порфировых глиноземистых базальтов, образующихся в результате фракционирования кристаллов плагиоклаза и оливина.

В заключение авторы приносят глубокую благодарность Г.Б.Руднику и В.И.Чернышевой из Института Океанологии АН СССР, которыми была любезно предоставлена часть изученного каменного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.
2. Митрейкина О.Б. О петрологической информативности эвтектических микроструктур липаритов. Вестник МГУ, 1977, № 6.
3. Прокопцев. Вопросы петрогенезиса базальтоидов южной котловины Тихого океана "Геология морей и океанов" тез. докл. I съезда сов.океанологов, 1977, "Наука".
4. *Pertshuk a. Vaganov. Temperature regime of formation of continental volcanic series,* "Наука", 1977.
5. *Yeats, Forbes at al. Core from Cretaceous basalt, central equatorial Pacific, Leg 16, Deep. Sea Drifting Project. Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, 84, N 3.*

ПЕТРОЛОГИЯ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ТЯТЯ (ОСТРОВ КУНАШИР, КУРИЛЬСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА)

В известной зональности базальтов восточной окраины Азии [9] от толеитовых вблизи океана до субщелочных во внутренней части островной дуги базальты вулкана Тятя занимают промежуточное положение, отвечающее центральной зоне, в которой наибольшим распространением пользуются высокоглинозёмистые базальты умеренной щёлочности. Вулкан Тятя – крупнейший в этой зоне и второй по величине после Алаида вулкан Курильской островной дуги. Детальное петрологическое изучение Тяти до настоящего времени не проводилось, хотя основные черты строения и характеристики пород приведены в работах [2, 12].

Автор настоящей статьи, изучавший вулкан в 1973–1976 г., составил геолого-морфологическую схему вершинной части вулкана и его соммы, выделил пять фаз извержений и изучил их продукты, впервые установил закономерности изменения их состава, рассмотрел условия образования магм и причины их эволюции, соотношения магм с летучими компонентами на стадии зарождения и интрателлурической кристаллизации. Использование данных экспериментальных исследований базальтовых систем позволило оценить давление водного флюида в период выплавления магм и показать, что отделение этого флюида предшествовало стадии интрателлурической кристаллизации. С ранним отделением флюида может быть

связано интенсивное поствулканическое изменение и полиметаллическая и золото-серебряная минерализация, характерная для Большой Курильской гряды.

Геологическое строение

Вулкан Тятя (рис. I) представляет собой лавово-пирокластический конус высотой свыше 1800 м. Возраст обнажённой части вулканической постройки верхнечетвертичный-голоценовый. Фундаментом вулкана служат слабо дислоцированные миоцен-плиоценовые образования, среди которых большая роль принадлежит осадочным и вулканогенным породам кислого состава. Вулкан расположен в грабене северо-восточного простирания. Ограничивают эту структуру сбросы (рис. I), очертания которых в плане свидетельствуют о её формировании в условиях горизонтального растяжения.



Рис. I. Современные вулканы острова Кунашир:

1 - породы неогенового фундамента четвертичных вулканов, местами перекрытые осадочными и вулканогенно-осадочными четвертичными отложениями; 2 - верхнеплиоцен-нижнечетвертичные лавовые плато; 3 - плейстоценовые образования вулкана Руруй; 4 - современные вулканы; 5 - округлые в плане вулканические депрессии; 6 - сбросы

В собственно вулканической постройке Тяти нами выделены: 1) базальты досоммового комплекса; 2) андезито-базаль-

ты и андезиты соммы; 3) базальтовые лавы и пирокласты до- исторических извержений послесоммовой стадии; 4) базальты лавового потока 1812 г.; 5) пирокласты и экструзия андези- то-базальтового состава – продукты извержения 1973 г. (табл. I, рис. 2).

Таблица I

Геологическая характеристика пород вулкана Тятя

	№ проб	Порода	Фация	Стадия извержений	Место в вулканиче- ской постройке		
1	Б-16г	Базальты	Лавовые потоки	Досоммовая	Эврекционный останец древнего конуса		
2	Б-16в						
3	Б-16б						
4	Б-16						
5	Д-10		Дайка				
6	Д-9	Андезито- базальты	Лавовые потоки	Соммы	Внешний склон соммы		
7	Г-29/1						
8	Г-29/2	Андезит	Дайка		Гребень соммы		
9	Г-33/1	Базальты	Лавовые потоки	Доисториче- ские наведе- ния централь- ного конуса	Стенки кратера		
10	Г-32/1						
11	Г-32/2	Агглютинаты	Пирокласти- ческая				
12	Г-27/1	Базальтовые	Лавовые потоки				
13	Г-34/1						
14	Г-28/1	Базальты	Лавовые потоки	1812 г.	Вершина ц. конуса		
15	Г-28/2				Атрио		
16	Г-30/1				Внешние склоны центрального конуса		
17	Г-26/1				Базальты	Лавовый поток	Извержение 1812 г.
18	Г-30/2	Крайние вали					
19	Г-31/1	Центральная порция					
20	Г-30/3						
21	Г-31/2						
22	Б-15м	Андезито- базальты	Агглютинат	Извержение 1973 г.	Дно кратера		
23	Д-8в		Экструзия		Склон конуса		
24	Д-8в		Пирокласты				Кратер

1962

Судя по площадям, занятым соответствующими породами, резко преобладают андезито-базальты (95%), меньше распро- странены базальты (4%) и редки андезиты (менее 1%). Ба- зальтовые лавы и пирокласты извергались из многих моно- генных конусов и из центрального конуса, представляющего собой стратовулкан, жерловина которого совпадает с цент-

Рис.2. Геолого-морфологическая схема привершинной части вулкана Тятя:

1-2 - базальты досоммового комплекса: 1 - лавы; 2 - дайки; 3-4 - комплекс соммы: 3 - андезито-базальты внешних склонов соммы; 4 - дайки андезитов на гребне соммы; 5-8 - комплекс доисторических извержений послесоммовой стадии: 5-6 - пирокластические базальтовые шлаки: 5 - внешних склонов конусов; 6 - атрио; 7 - базальты лавовых потоков; 8 - маары и кратерные воронки; 9-10 - образования извержения 1812 г.: 9 - базальты лавового потока; 10 - кратерная воронка; 11-14 - образования извержения 1973 г.: 11 - пирокластические андезито-базальтовые шлаки внешних склонов конусов; 12 - маары и кратерные воронки; 13 - андезито-базальтовые пирокластические шлейфы мощностью более 1 м; 14 - трещины отрыва; 15 - пункты отбора проб и их номера

Минеральный состав и петрографические особенности

Базальты и андезито-базальты вулкана Тятя - серийно-порфировые породы, содержащие вкрапленники: битовнита или анортита (10-35% породы); до 7% моноклинного пироксена, содержащего в среднем 40% волластонитового, 35% энстатитового и 25% ферросилитового компонентов; до 3, редко до 6% оливина (около 30% фаялита); менее 1% магнетита (табл.2). Очень редок ромбический пироксен (0,3%). Соотношения вкрапленников более или менее постоянны во всех породах (70-95% плагиоклаза, 1-15% клинопироксена, 2-15% оливина, 0-3% магнетита). Только в андезитах и андезито-базальтах извержения 1973 г. возрастает доля моноклинного пироксена, составляющего в некоторых породах, близких к афировым, до 50% от общего числа вкрапленников. Магнезиальность вкрапленников цветных минералов возрастает в андезито-базальтах

последних извержений по сравнению с более ранними от 33 до 36% энстатитового компонента в моноклинном пироксене и от 71 до 74% форстеритового компонента в оливине.

Таблица 2

Соотношения вкрапленников и основной массы (объемн.%)
в породах вулкана Тятя

	№ проб	Pt	Ot	Orx	Srx	Mt	Основн. масса
1	Б-16г	18,6	0,4	-	1,3	зн	79,7
2	Б-16в	34,3	1,5	-	2,1	0,6	61,5
3	Б-16с	10,2	0,6	-	0,9	-	88,3
4	Б-16	33,4	0,7	-	зн	0,4	65,5
5	Д-10	33,1	5,6	-	6,1	0,1	55,1
6	Д-9	21,8	0,5	-	0,3	0,3	77,1
7	Г-29/1	14,6	1,7	зн	1,7	0,6	81,4
8	Г-29/2	0,7	-	зн	0,4	0,1	98,8
9	Г-33/1	21,6	1,7	-	1,6	зн	75,1
10	Г-32/1	25,2	1,5	0,3	1,7	0,1	71,2
11	Г-32/2	11,9	0,5	-	0,1	0,1	87,4
12	Г-27/1	14,9	2,6	-	0,6	-	81,9
13	Г-34/1	28,2	1,6	-	0,5	зн	69,7
14	Г-28/1	24,1	2,4	-	0,2	-	73,3
15	Г-28/2	33,9	0,7	-	6,8	0,5	58,1
16	Г-30/1	23,4	1,2	-	1,4	-	74,0
17	Г-26/1	19,9	1,6	-	0,2	-	78,3
18	Г-30/2	18,1	1,1	-	0,1	-	80,7
19	Г-31/1	19,8	1,0	-	0,8	зн	78,4
20	Г-33/3	21,3	2,5	-	1,2	-	75,0
21	Г-31/2	22,5	1,9	-	0,8	зн	74,8
22	Б-15м	5,9	0,7	-	1,2	0,1	92,1
23	Д-8ж	0,2	зн	-	0,2	зн	99,6
24	Д-8в	0,5	зн	-	0,2	зн	99,3

См пояснения в табл. I.

Микролиты в лавах и пирокластах вулкана представлены лабрадором или андезином, моноклинным пироксеном и магне-

титом. Структуры основной массы интерсертальные, микролитовые и гиалопилитовые. В андезито-базальтах 1973 г. встречается бурое вулканическое стекло, с показателем преломления 1,548, что соответствует содержаниям кремнезёма от 58 до 63% [13].

Вкрапленники плагиоклаза часто находятся внутри крупных кристаллов клинопироксенов (фото I) и оливинов, что свидетельствует о наиболее раннем выделении плагиоклаза. Для вкрапленников моноклинного пироксена в базальтах, андезито-базальтах и андезитах очень характерны включения магнетита. Оливины в сростании с плагиоклазами бывают заключены внутри кристаллов моноклинного пироксена.

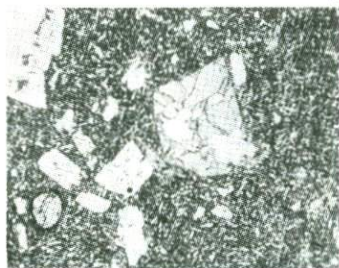


Фото I. Включения плагиоклазов во вкрапленнике моноклинного пироксена из базальтов досоммового комплекса вулкана Тятя. Шл. Б-16г, увеличено в 15 раз, без анализатора

Судя по петрографическим особенностям, базальты и андезито-базальты вулкана Тятя являются типичными представителями андезитовой формации Курильской островной дуги, для которой характерны [16] серийнопорфировые структуры, резкое преобладание основного плагиоклаза, наличие оливина, моноклинного пироксена, ранних генераций магнетита, прозрачного вулканического стекла, содержащего не менее 56-58% кремнезёма, отсутствие водосодержащих минералов и, за редкими исключениями, - также ромбического пироксена.

Базальты и андезито-базальты Тяти содержат весьма основные плагиоклазы, что сближает их с анортитовыми базальтами Японии [20], островов Симушир и Уруп [14], Малых Антильских [23] и Южных Сандвичевых [18] островов. Оливины базальтов Тяти (26-29% фаялита) несколько более железисты, чем оливины четвертичных базальтов острова Уруп [14], содержащие 19-27% фаялита, и занимает промежуточное положение между довольно железистыми оливинами субщелочных базальтов Западной зоны Курил (30% фаялита) и оливинами низкокальциевых базальтов Восточной Камчатки и Главных Курил (22-23% фаялита) [1].

Особенности химического состава

Химический состав вулканических пород Тяти (табл.3) закономерно меняется от ранней стадии к стадии соммы и более поздним стадиям (рис.3).

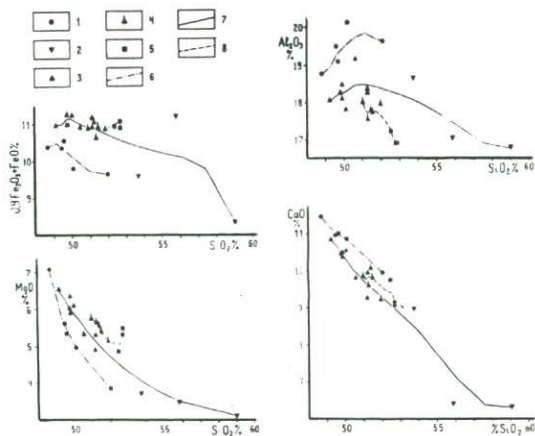


Рис.3. Диаграммы содержания окислов железа, магния, алюминия, кальция и кремния в породах вулкана Тятя:

1 - базальты досоммового комплекса; 2 - андезито-базальты и андезиты соммы; 3 - базальты доисторических извержений центрального конуса; 4 - базальты потока 1812 г.; 5 - андезито-базальты извержения 1973 г.; 6-8 - линии регрессии: 6 - базальтов досоммового комплекса; 7 - пород соммы и доисторических извержений центрального конуса; 8 - пород, извергнутых в 1812 и 1973 годах

Таблица 3

Силикатные анализы пород вулкана Тятя (в пересчёте на вещество без воды, углекислоты и серы)

	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	Б-16г	49,66	0,72	19,11	5,83	5,30	0,08	5,37	10,99	2,48	0,32	0,14	100,00
2	Б-16в	50,14	0,71	20,11	4,12	6,11	0,05	4,97	10,87	2,51	0,29	0,13	100,00
3	Б-16с	49,55	0,73	19,49	5,19	5,67	0,09	5,63	10,97	2,27	0,30	0,11	100,00
4	Б-16	52,04	0,82	19,61	4,69	5,43	0,12	3,88	9,94	2,56	0,62	0,29	100,00
5	д-10	48,75	0,67	18,76	4,62	6,21	0,17	7,10	11,40	1,92	0,27	0,13	100,00
6	д-9	53,75	0,84	18,66	3,08	6,94	0,18	3,76	8,97	2,89	0,82	0,21	100,00
7	Г-29/1	55,86	0,99	17,03	4,56	7,09	0,17	3,54	6,42	3,18	0,91	0,25	100,00
8	Г-29/2	59,03	0,88	16,79	2,36	6,23	0,22	3,14	6,33	5,84	0,86	0,32	100,00
9	Г-33/1	49,85	0,78	18,48	5,66	6,18	0,07	5,96	10,42	2,17	0,36	0,08	100,00
10	Г-32/1	50,07	0,81	17,82	4,33	7,34	0,11	6,14	10,53	2,22	0,53	0,10	100,00
11	Г-32/2	49,82	0,81	18,27	5,82	5,75	0,14	6,09	10,44	2,30	0,47	0,09	100,00
12	Г-27/1	51,21	0,97	18,30	4,25	7,11	0,19	5,83	9,26	2,46	0,70	0,22	100,00
13	Г-34/1	51,21	0,81	18,34	2,43	3,97	0,11	4,91	9,95	2,56	0,58	0,13	100,00
14	Г-28/1	49,21	0,75	18,08	6,63	5,02	0,18	6,58	10,87	2,04	0,44	0,20	100,00
15	Г-28/2	49,87	0,84	18,09	2,75	6,51	0,19	6,39	10,48	2,13	0,51	0,24	100,00
16	Г-30/1	50,59	0,78	19,17	3,96	7,34	0,18	5,37	9,81	2,16	0,48	0,16	100,00
17	Г-26/1	51,93	0,82	17,96	3,99	7,34	0,17	5,17	9,24	2,32	0,61	0,56	100,00
18	Г-30/2	51,41	0,76	17,80	3,57	7,42	0,15	5,62	10,08	2,42	0,61	0,16	100,00
19	Г-31/1	51,50	0,78	17,76	4,77	6,62	0,14	5,43	9,83	2,43	0,59	0,16	100,00
20	Г-30/3	51,27	0,96	17,55	6,23	5,41	0,13	5,69	9,62	2,41	0,57	0,16	100,00
21	Г-31/2	51,00	0,90	18,01	4,61	6,73	0,12	5,77	9,86	2,34	0,52	0,14	100,00
22	Б-15м	52,49	0,90	17,24	3,45	7,83	0,14	4,88	9,75	2,53	0,56	0,23	100,00
23	д-8ж	52,71	0,95	16,91	3,54	7,90	0,19	5,33	9,04	2,66	0,58	0,19	100,00
24	д-8а	52,74	0,89	16,91	3,59	7,66	0,21	5,51	9,13	2,57	0,55	0,24	100,00

Анализы проведены в лаборатории силикатного анализа Киевского государственного университета.

См пояснения в табл. I и 2

Наиболее древние базальты отличаются максимальными содержаниями глинозёма и кальция, но минимальными концентра-

циями железа и магния (при равной кремнекислотности). Базальты ранней стадии содержат в среднем около 62% нормативного плагиоклаза против 56% в более поздних. По содержанию анортита в нормативном плагиоклазе одинаковые по кремнекислотности породы разных стадий не различаются. Это свидетельствует об относительном постоянстве щелочного режима в магматическом очаге. Исключение составляет окись калия, количество которой в базальтах увеличивается от ранней к более поздним стадиям (от 0,3 до 0,5%).

Таблица 4
Нормативный состав (вес.%) пород вулкана Тятя

	№ пробы	Ap	Tf	Mt	Ox	Ab	An	Di	Hu	Q
1	Б-16г	0,3	1,4	8,3	1,9	21,0	40,1	10,9	12,1	4,1
2	Б-16в	0,3	1,4	6,0	1,6	21,0	42,8	8,4	15,0	3,4
3	Б-16б	0,3	1,4	7,6	1,8	19,4	42,0	9,2	14,7	3,8
4	Б-16	0,7	1,6	6,7	3,7	21,5	40,1	6,1	11,8	7,7
5	Д-10	0,3	1,3	6,7	1,6	16,3	41,7	11,2	19,0	1,8
6	Д-9	0,5	1,6	4,4	4,8	24,6	35,6	6,7	15,2	7,0
7	Г-29/1	0,6	1,9	6,7	5,4	27,3	29,2	0,7	16,3	11,9
8	Г-29/2	0,8	1,7	3,5	5,1	32,5	26,2	3,0	14,8	12,9
9	Г-33/1	0,2	1,5	8,3	2,1	18,4	39,5	9,2	15,9	4,9
10	Г-32/1	0,2	1,5	6,2	3,1	18,9	37,3	11,5	18,4	3,0
11	Г-32/2	0,2	1,5	8,3	2,8	19,4	38,1	10,2	15,0	4,2
12	Г-27/1	0,5	1,8	6,2	4,1	21,0	36,7	6,4	18,5	5,0
13	Г-34/1	0,3	1,5	3,5	3,4	21,5	36,7	9,9	20,7	2,4
14	Г-28/1	0,5	1,4	9,7	2,6	17,3	38,7	11,4	13,9	4,6
15	Г-28/2	0,6	1,6	3,9	3,0	17,8	38,4	9,8	23,3	1,6
16	Г-30/1	0,4	1,5	5,8	2,8	18,4	41,2	5,5	19,8	4,8
17	Г-26/1	1,3	1,6	5,6	3,6	19,4	37,0	4,3	20,0	7,4
18	Г-30/2	0,4	1,4	5,1	3,6	20,4	36,2	10,7	18,4	4,0
19	Г-31/1	0,4	1,5	7,0	3,4	20,4	35,9	9,7	16,0	5,8
20	Г-30/3	0,4	1,8	9,0	3,4	20,4	35,3	9,3	13,2	7,2
21	Г-31/2	0,3	1,7	6,7	3,1	19,9	37,1	8,9	17,4	5,0
22	Б-15м	0,5	1,7	5,1	3,3	21,5	33,9	10,7	17,2	6,1
23	Д-8ж	0,4	1,8	5,1	3,4	22,6	32,6	9,4	19,1	5,8
24	Д-8в	0,6	1,7	5,1	3,2	21,5	33,1	8,7	19,7	6,4

Железистость снижается от ранних вулканитов Тяти к поздним и соответственно увеличивается и их магнезиальность, что было отмечено и для вкрапленников моноклинного пироксена и оливина.

Судя по нормативному составу, все базальты относятся к кварцевым толеитам. По мере увеличения кремнекислотности железистость быстро возрастает в базальтах ("пижонитовый" тип дифференциации), в андезито-базальтах и андезитах темп увеличения железистости относительно кремнекислотности снижается. Породы всех стадий характеризуются довольно низкими содержаниями щелочей: индекс Ритмана [15] от 0,8 до 1,2 в большинстве пород и 1,3-1,4 в породах соммы. Эти цифры соответствуют известково-щелочному ряду [15]. На диаграмме "индекс Готтини-индекс Ритмана" [22] все породы Тяти попадают в поле вулканитов орогенических поясов и островных дуг, противопоставляемых вулканитам кратонных областей, от которых они отличаются высокими содержаниями глинозёма при низких содержаниях натрия и титана.

Расчёт дискриминантных функций [10], проведенный нами для пород с содержанием кремнезёма менее 54%, показал (рис. 4), что все они соответствуют базальтам андезитовой формации [8] и наиболее сильно отличаются от океанических базальтов, как щелочных, так и толеитовых.

Условия выплавления базальтовых магм

Базальты вулкана Тятя, несмотря на некоторые закономерные различия состава, в целом относятся к единому типу высокоглинозёмистых кварцевых толеитов. Для рассмотрения ус-

ловий их генерации обратимся к экспериментально изученным системам. Наглядное изображение составов базальтов можно получить на диаграмме плавкости "оливин-клинопироксен-плагиоклаз-кварц". Эти четыре компонента составляют, как правило, более 90% объема изученных базальтов, что позволяет пренебречь влиянием других компонентов (титаномагнетита и апатита) или учесть незначительное влияние этих компонентов, рассматривая их как избыточные и смещающие котектические линии в соответствии с их кислотно-основными свойствами [7, 21].

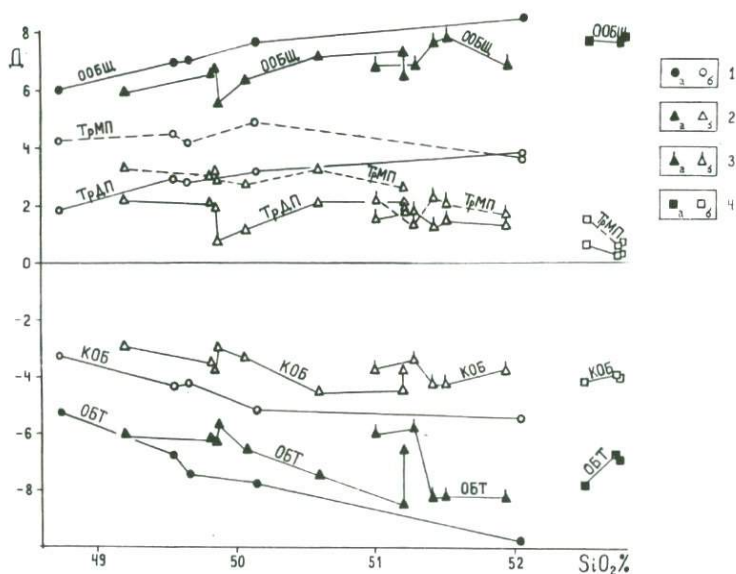


Рис.4. Формационная принадлежность базальтов вулкана Тятя. По ординате отложены числовые значения уравнений дискриминантных функций [10]. Породы Тяти, по результатам этих расчётов, относятся к базальтам андезитовой формации

и отличаются от океанических щелочных оливиновых базальтов (ООБШ), траппов молодых и древних платформ (ТрМП, ТрДП), базальтов континентальной оливин-базальтовой формации (КОБ) и океанических толеитовых базальтов (ОБТ):

I - базальты досоммового комплекса; 2 - базальты доисторических извержений центрального конуса; 3 - базальты потока IВI2 г.; 4 - андезито-базальты извержения I973 г.; а - группа океанических формаций; б - группа континентальных формаций

Упомянутая четырёхкомпонентная система построена нами для составов: оливин (20% фаялита)-клинопироксен (с соотношением ферросилитового и энстатитового компонентов I:4)-плагиоклаз (№70)-кремнезём. При этом использованы экспериментальные данные [б, 3, 4, I9, II] и другие. Проведенный нами анализ этой системы показал, что для наглядного изображения базальтовых составов можно ограничиться тремя её компонентами: оливином, клинопироксеном и плагиоклазом (рис.5), учитывая, что увеличение содержаний кремнезёма лишь незначительно расширяет объём кристаллизации оливина за счёт соседнего объёма плагиоклаза, но существенно расширяет объём кристаллизации клинопироксена за счёт плагиоклаза. Так, при увеличении содержаний свободного кремнезёма в системе от 0 до 10 вес.% котектика "оливин-плагиоклаз" смещается в сторону последнего на I,5-2% плагиоклаза, в то время как смещение плагиоклаз-клинопироксеновой котектики составляет около 5% плагиоклаза.

На диаграмме рис.5 показано положение котектических линий для условий, соответствующих атмосферному давлению

и давлению воды 3000 атм. Влияние сухих давлений до 18 кбар выражается в смещении плоскости совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза (или ортопироксена и плагиоклаза) в сторону оливина (или ортопироксена) [3, 4, 5] и др., причём этот эффект особенно заметен при низких содержаниях свободного кремнезёма в системе и основном составе плагиоклаза и слабее – в случае среднего и кислого плагиоклаза и высоких содержаний кремнезёма. Таким образом, увеличение водного и сухого давлений отражается одинаково на расширении поля кристаллизации клинопироксена за счёт плагиоклаза, но по-разному смещает котектику "плагиоклаз-оливин". При возрастающем давлении воды эта котектика смещается относительно её положения при 1 атм в сторону плагиоклаза, а при увеличении сухого давления она всё больше обогащается оливиновым (ортопироксеновым) компонентом по мере увеличения этого давления (рис.5).

Использование диаграммы рис. 5 потребовало пересчёта нормативных составов базальтов на оливиновый, плагиоклазовый и кварцевый компоненты. Все составы при нанесении на диаграмму расположились в поле кристаллизации плагиоклаза при 1 атм или в поле кристаллизации оливина при давлении воды 3000 атм. Если учесть содержание свободного кремнезёма в нормативных составах изучаемых базальтов, то в четверной системе "клинопироксен-плагиоклаз-оливин-кремнезём" их фигуративные точки будут соответствовать котектической плоскости плагиоклаза с оливином (или с ортопироксеном) при давлениях воды около 2 кбар и общем давлении около

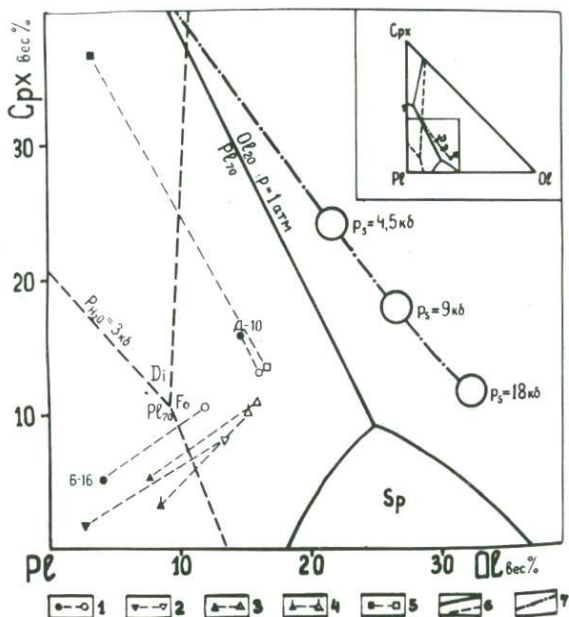


Рис. 5. Диаграмма плавкости системы "клинопироксен - плагиоклаз - оливин":

1-5 - соотношения вкрапленников (чёрные значки) и нормативных компонентов (белые значки), рассчитанные для пород вулкана Тятя: 1 - базальты досоммового комплекса (Б-16 - среднее для четырёх лавовых потоков, Д-10 - дайка); 2 - андезито-базальтовые лавы соммы (1 анализ); 3 - базальты доисторических извержений центрального конуса (8 анализов); 4 - базальты потока 1812 г. (5 анализов); 5 - андезито-базальты извержения 1973 г. (3 анализа); 6 - котектические линии: сплошная линия при давлении 1 атм [6]; штриховая линия - при давлении воды 3000 атм [II]; 7 - смещение тройной точки "плагиоклаз-клинопироксен-оливин (ортопироксен)" при увеличении сухого давления от 1 атм до 4,5, 9 и 18 кбар [3, 4, 5, 19]

Кучное расположение фигуративных точек базальтов Тяти свидетельствует об относительном постоянстве условий выплавления соответствующих магм. Отмеченные ранее закономерные изменения глинозёмистости и магнезиальности базальтов во времени легко объясняются некоторым уменьшением давления воды (до 1000–1500 атм) при выплавлении базальтовых магм более поздних послесоммовых фаз извержений.

Геофизические данные [17] позволяют нам предполагать, что верхняя мантия под Южными Курилами имеет габбровый (гранулитовый) состав [16, 14]. Плавление таких пород на глубинах около 60 км при давлениях воды около 1000–2000 атм допускает появление больших (свыше 80%) объёмов расплавов, отвечающих по соотношениям плагиоклаза, оливина и пироксена базальтам вулкана Тятя.

Кристаллизационная дифференциация базальтовых магм

Установленные нами закономерные изменения состава вулканических продуктов, их тесная связь во времени и пространстве делают весьма вероятным предположение о генетических связях расплавов, сформировавших вулкан Тятя. При рассмотрении модели кристаллизационной дифференциации как вероятной причины разнообразия пород вулкана, мы предполагали, что породы с минимальными содержаниями калия и минимальной железистостью соответствуют исходным расплавам, а другие породы – аналоги производных расплавов. Имея составы исходного и производного расплавов, мы вычислили составы кристаллических фракций, отделяя которые от исходных

расплавов, можно получить производные. Нами рассмотрено несколько типичных случаев, отвечающих породам разных стадий (табл.5).

Таблица 5

Соотношения нормативных оливина, клинопироксена и плагиоклаза в исходном базальтовом расплаве (I) и гипотетических кристаллических фракциях (2-6), отделение которых от этого расплава даст производные расплавы, аналогичные: 2 - базальтам досоммового комплекса; 3 - андезито-базальтам соммы; 4 - базальтам доисторических извержений центрального конуса; 5 - базальтам потока 1812 г.; 6 - андезито-базальтам 1973 г.

№ образца	Д-10	Б-16г	Д-9	Г-33/1	Г-30/3	Б-15м
	1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	69,6	57,0	66,6	60,5	66,2	69,4
Клинопироксен	13,2	13,0	15,9	17,7	14,4	13,9
Оливин	16,2	29,9	17,5	21,8	19,4	16,7
n	-	28,3	67,1	25,0	52,6	51,8

n - количество фракции в процентах от веса исходного расплава

Из табл. 5 видно, что кристаллические фракции во всех случаях богаче оливином и беднее плагиоклазом, чем предполагаемый исходный расплав. Следовательно отделение таких фракций могло происходить только в случае, если фигуративная точка исходного расплава соответствовала полю кристаллизации оливина, то есть при давлении воды около 2000 атм или больше. О повышенных давлениях воды в ба-

зальтовых расплавах досоммовой стадии, один из которых принят нами в качестве исходного, свидетельствует очень редкие реликты амфибола внутри крупных кристаллов оливина (обр. Б-16г).

Таким образом, рассмотрение модели кристаллизационной дифференциации как предполагаемой причины появления разнообразных по составу пород вулкана Тятя показало, что при высоких давлениях воды этот процесс вполне вероятен. Согласно расчётам, в ряде случаев он должен сопровождаться выносом щелочных элементов (прежде всего натрия).

Условия интрателлурической кристаллизации

Для каждого образца базальтов вулкана Тятя нам известны химический состав породы, количество вкрапленников и соотношения минералов в них. Это позволяет определить положение фигуративных точек составов остаточных жидкостей, равновесных с этими минералами, а по положению этих точек оценить соответствующие давления в момент равновесия. Проведенный в соответствии с этим способом анализ показал, что интрателлурическая кристаллизация большинства базальтов Тяти проходила при сравнительно низком (500-1000 атм) или при нулевом давлении водного флюида, то есть практически в сухих условиях. Эти условия соответствовали первичной кристаллизации плагиоклаза, вслед за ним оливина или клинопироксена, то есть порядку кристаллизации, установленному нами для базальтов Тяти. Исключение составляют только некоторые базальты (Д-10), андезито-базальты извержения 1973 г. и андезиты, в которых существенную до-

лю вкрапленников составляет клинопироксен (табл.2), и, следовательно, их кристаллизация начиналась при достаточно высоком (около 2000 атм) давлении воды.

Таким образом, после выплавления базальтов, которое, по нашим оценкам, могло происходить при давлении воды около 1500–2000 атм, очевидно, вследствие подъема магмы к поверхности и снижения общего давления, в большинстве случаев существенно уменьшалось также и давление водного флюида, вероятно, вследствие его отделения из магм и миграции во вмещающие породы. Этот процесс проявлялся как на самой ранней досоммовой стадии эволюции вулкана, так и в последующем.

Интересно отметить, что и в более ранних миоценовых и плиоценовых базальтах Большой Курильской гряды существуют аналогичные соотношения составов базальтов и их вкрапленников [14], что позволяет распространить установленную нами закономерность (отделение водного флюида на доинтрателлурической стадии эволюции базальтовых магм) также и на весь известный интервал истории Большой Курильской гряды от миоцена до настоящего времени. По этому признаку базальты Большой Курильской гряды отличаются от большинства базальтов Малой Курильской гряды, для которых типично более раннее отделение оливина и клинопироксена, свидетельствующее о сохранении водного флюида в магмах вплоть до стадии извержений.

Возможно, с этим связано и различие металлогенических особенностей Большой и Малой Курильских гряд. В первой из

них отделение флюидов из глубинных базальтовых магм сопровождалось интенсивным метасоматическим изменением вмещающих пород и образованием серноколчеданного, золото-серебряного и полиметаллического оруденения. В Малой гряде водные флюиды отделялись от базальтов преимущественно на поздней стадии в самых верхних горизонтах коры, и, возможно, поэтому подобные рудопроявления в этой структуре пока неизвестны.

Взаимодействие базальтовых магм с веществом земной коры

Андезито-базальтовые шлаки последнего извержения вулкана Тятя содержат многочисленные включения частично расплавленных, иногда дезинтегрированных или пластично деформированных пород неогенового фундамента вулкана. Судя по реликтам слоистых и игнимбритоподобных текстур, это породы осадочного или пирокластического типа и довольно кислого состава (табл.6).

Таблица 6

Химический состав ксенолитов в шлаках андезито-базальтов конуса Отважный (извержение 1973 г.)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	83,89	0,30	8,35	0,92	0,90	0,02	0,91	1,41	1,54	1,70
2	72,13	0,36	15,35	0,78	1,54	0,08	1,01	4,95	2,93	0,78
3	66,33	0,66	15,16	2,41	3,42	0,12	2,89	4,01	3,63	1,29

1 - серый туффит (обр. Б-15к); 2 - эффузив кислого состава (обр. Б-15о); 3 - вспученный кислый эффузив полосчатой

текстуры (обр. Г-101).

Определения сделаны в Лаборатории силикатного анализа Киевского государственного университета (приводятся в пересчёте на 100,00%). Содержания пятиоксида фосфора в пробах с I по 3 соответственно 0,06, 0,09 и 0,08%.

Возможно, что частичное усвоение подобных пород исходной базальтовой магмой привело к некоторому увеличению её кремнекислотности и образованию относительно богатых магнием оливинсодержащих андезитов-базальтов извержения 1973 г.

Заключение

Базальты вулкана Тятя являются высокоглинозёмистыми кварцевыми толеитами. По петрографическим и петрохимическим признакам это типичные представители планетарного типа базальтов андезитовой формации [8, 10] и характерные представители базальтов Большой Курильской гряды. Проведенный нами петрологический анализ показывает, что большие объёмы магм, соответствующих по составу базальтам Тяти, могли выплавляться из вещества мантии или нижней части земной коры при давлениях водного флюида около 2000 атм. Последующая глубинная эволюция плейстоценового и голоценового времени, обеспечившая разнообразие составов базальтов, как показали петрохимические расчёты и анализ диаграммы плавкости базальтовой системы, по-видимому проходила при столь же высоких давлениях воды.

Интрателлурическая кристаллизация большинства базальтовых магм вулкана Тятя совершалась после отделения вод-

ного флюида при существенно меньших давлениях воды или в сухих условиях. Отделявшиеся водные флюиды как в четвертичное, так и в мирцен-плиоценовое время, очевидно, сыграли главную роль в метасоматическом изменении пород Большой Курильской гряды, в мобилизации рудного вещества и в формировании ряда гидротермальных рудопроявлений.

Автор выражает глубокую благодарность А.И.Абдурахманову и И.А.Буриковой за содействие при совместном проведении полевых работ и предоставление части каменного и геологического материала, а также члену-корреспонденту АН СССР В.А.Жарикову, О.А.Луканину и профессору Т.И.Фроловой за обсуждение полученных результатов.

Литература

1. Вольнец О.Н., Колосков А.В., Кирсанов И.Т., Флёров Г.Б., Дубик Ю.М., Новиков В.М., Пополитов Э.И. Геохимические особенности оливинов из базальтов четвертичных лав Камчатки и Курил и некоторые вопросы петрогенезиса. В сб. "Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса" Краткие тезисы IV Всес. вулканол. совещ. Петропавловск-Камч., 1974.

2. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., "Наука", 1967.

3. Грин Т.Х., Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение высокоглинозёмистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. В сб. "Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований". Л., "Недра", 1970.

4.Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В сб. "Петрология верхней мантии", М., "Мир", 1968.

5.Елисеев Э.Н. Физико-химическое моделирование (на примере процессов кристаллизации многокомпонентных систем). Л., "Наука", 1975.

6.Йодер Г.С., Тилли К.Е. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир", 1965.

7.Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий. Докл. АН СССР, 1959, т.128, № 2.

8.Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964.

9.Куно К. Латеральная вариация базальтовой магмы вкосте окраин континентов и островных дуг. В сб. "Окраины континентов и островные дуги". М., "Мир", 1970.

10.Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., "Наука", 1969.

11.Луканин О.А. Влияние воды на фазовые равновесия в системе форстерит-диопсид-анортит-альбит и некоторые проблемы, связанные с дифференциацией основных магм. Автореферат дисс. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. М., 1974.

12.Мархинин Е.К. Вулканы острова Кунашир. "Труды лаб. вулканол.", 1959, вып.17.

13.Мархинин Е.К., Борисов О.Г., Мархинина С.Н. Опыт определения приближённого химического состава вулканичес-

ких пород Камчатки и Курильских островов по показателю преломления их искусственных стёкол. Бюлл. вулканол. станции АН СССР", 1960, № 30.

14. Пискунов Б.Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглинозёмистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск, "Наука", 1975.

15. Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., Изд-во иностр. лит., 1964.

16. Федорченко В.И., Пискунов Б.Н., Родионова Р.И. К вопросу о происхождении пород неоген-четвертичной андезитовой формации Курильских островов. В сб. "Геология и геофизика Тихоокеанского пояса". Труды САХКНИИ СО АН СССР, Южно-Сахалинск, 1971, вып. 25.

17. Федотов С.А., Кузин И.П. Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, № 5.

18. Фролова Т.И., Рудник Г.Б. Об анортозитовой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой островной дуги). Вестник МГУ, сер. геология, 1974, № 4.

19. Хитаров Н.И., Пугин В.А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). В сб. "Геодинамика, магмообразование и вулканизм". Петропавловск-Камчатский, 1974.

20. Kuno H. Petrology of Nakone volcano and the adjacent areas, Japan. "Bull. Geol. Soc. Amer.," 1950, v. 61.

21. Kushiro I. On the nature of silicate melt and its

significance in magma genesis: regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene and silica minerals. "Amer. Journ. Sci.", 1975, 275, 4.

22. Rittmann A. The probable origin of high-alumina basalts. "Bull. volcan.", 1970 (1971), 34, 2.

23. Wager L.R. Igneous cumulates from the 1902 eruption of Soufriere, St. Vincent. "Bull. volcanol.", 1962, 24, p.p. 93-100.

ТИПЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТКИ В СВЯЗИ С
ПРОБЛЕМОЙ ПЕРВИЧНЫХ МАГМ*

Камчатка – область широкого развития четвертичного вулканизма, причем среди вулкаников преобладают базальты и андезито-базальты. Они составляют 87% объема всех вулкаников Срединного хребта, 82% – Центральной Камчатской депрессии; 85% – вулкаников Восточной и Южной Камчатки (II). Естественно, изучение геологических, петрохимических и геохимических особенностей этих образований представляет первостепенный интерес в решении проблемы происхождения и взаимоотношений базальтовых магм в районах островных дуг.

Петрографическое и петрохимическое изучение четвертичных базальтов Камчатки (21, 22, 27, 5, 6, 29, 30, 7, 8, 9, 32, 33, 2, 3, 25) показало, что преобладающим типом базальтов в этом районе являются высокоглиноземистые разности, типичные для островных дуг. Они слагают подавляющую часть вулкаников во всех вулканических зонах Камчатки. Кроме того, А.Н.Сирин и К.М.Тимербаева (30) и А.А.Важеевская (3) в качестве самостоятельного типа выделили магнезиальные разности базальтов или толеиты. Эти породы, представленные главным образом

* Статья написана по материалам доклада, прочитанного на 4-м Всесоюзном вулканологическом совещании (Петропавловск-Камчатский, 1974).

оливиновыми и оливин-пироксеновыми базальтами, отличаются от высокоглиноземистых повышенным содержанием MgO и пониженным Al_2O_3 . По мнению А.Н. Сирина и К.М. Тимербаевой (30), они являются производными высокоглиноземистой магмы. А.А. Важеевская считает толеитовую магму самостоятельной. В.А. Ермаков (7,9) и В.В.Бабич (1) среди камчатских базальтов выделили базальты повышенной щелочности, причем по В.В. Бабичу щелочно-базальтовая магма является исходной для вулканитов Срединного хребта. Геохимическое изучение базальтов Камчатки и Курильских островов проводилось Л.Л.Леоновой. Уже в ранних работах были отмечены специфические геохимические черты четвертичных вулканитов, характерные для всей Курило-Камчатской зоны. Это крайне низкие абсолютные содержания Th , низкое Th/U - отношение, высокое содержание V и V (16,14).

Более детальные работы по некоторым вулканическим районам, таким, как Узон-Большой Семячик (13), Срединный хребет (19) и отдельным вулканическим постройкам: вулкан Карымский (17), вулкан Ключевской (18), а также в целом по Камчатке (26,35,20) позволили дать достаточно полную геохимическую характеристику этих образований. На основании геохимических данных было выделено 3 типа базальтов: 1) нормальные высокоглиноземистые, 2) базальты толеитового типа, или магнезиальные, 3) высоко-калиевые базальты, причем два последние типа являются производными высокоглиноземистой магмы.

В ходе геологических и геохимических исследований последних лет кроме упомянутых выше разностей выделялись как самостоятельный тип - низкокалиевые базальты (28). В данной работе приводятся полная геохимическая характеристика всех типов базальтов Камчатки, их геологическое положение и на основе этого материала обсуждаются вопросы происхождения и взаимоотношения разных типов базальтов. Мы не имеем возможности останавливаться на вопросах терминологии, хотя в геологической и геохимической литературе разные авторы называют одни и те же породы по-разному. Например, практически синонимами являются понятия "высокоглиноземистая" и "известково-щелочная" серия пород островных дуг. В то же время в термины "толеитовые базальты" и "толеиты" разные авторы вкладывают разные понятия.

Поскольку данная работа посвящена главным образом геохимической характеристике базальтов, здесь принято наиболее часто встречающиеся в геохимической литературе подразделение типов пород прежде всего по щелочности, и более того по содержанию калия (36,34), т.е. выделяются типы: нормально-калиевых ($K_2O \approx 1\%$), высоко-калиевых ($K_2O \approx 1,5\%$) и низко-калиевых базальтов. Кроме того, в каждом из выделенных типов базальтов различаются собственно высокоглиноземистые и магнезиальные разности. Ранее (18) 3-ий тип пород назван островным толеитом. Представленный фактический материал (изучено 210 образцов) характеризует базальты всех трех вулканических зон Камчатки.

Данные по средним химическим составам выделенных типов базальтов представлены в таблице 1, по редким и рассеянным элементам в таблице 2. Силикатные анализы частично заимствованы из литературы, частично выполнены в лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. К, Na, Li, Rb, Cs - определялись методом пламенной фотометрии, В, V, Cr, Ni, Co - количественным спектральным методом (4), Sn - количественным спектральным (12), Hg, Zn - методом атомной абсорбции (24), U - люминесцентно, Th - колориметрически (31), Mo, W, Ag, Au - нейтронно-активационным анализом с разложением образца. Анализы малых элементов выполнялись в Институте вулканологии ДВНЦ АН СССР, Институте Геохимии СО АН СССР, И.Г.и Г. (г.Новосибирск), и специализированной партии (Ташкент).

Геохимическая характеристика дается по типам базальтов (данные табл. 2 и 3).

1. Нормально-калиевые высокоглиноземистые базальты (110 обр с 15 вулканов всех 3-х вулканических зон) по геохимической характеристике отвечают аналогичным породам других островных дуг (36,34), и очень близки к соответствующим базальтам Курильских островов (15). Среднее содержание калия в них $K \approx 1\%$, Rb - 17 г/т, Li - 10 г/т, Cs - 1,8 г/т, U - 0,3 г/т, Cr - 60 г/т, Ni - 35 г/т, Zn - 95 г/т, Cu - 110 г/т, K/Rb - 600. Отличительными региональными чертами камчатских базальтов этого типа является пониженное содержание Th = 0,4 г/т, повышенные концентрации В-20 г/т,

Таблица I

Средние химические составы различных типов базальтов Камчатки и других районов

Эле- менты	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	II	I2
SiO ₂	51,19	52,55	50,65	51,92	49,69	51,36	50,69	50,59	53,7	51,57	49,61	48,63
TiO ₂	0,98	1,01	1,10	1,01	1,05	1,36	0,85	1,05	1,05	0,8	1,43	1,10
Al ₂ O ₃	18,36	17,38	17,84	17,72	14,08	17,90	18,94	16,3	15,8	15,9	16,01	14,5
Fe ₂ O ₃	4-47	3,66	2,83	3-79	4,83	3,48	3,51	3,66	3,25	2,74	-	5,11
FeO	5,25	5,69	6,41	5,66	4,42	6,12	6,49	5,08	4,85	7,04	11,49	6,32
MnO	0,23	0,16	0,13	0,18	0,21	0,18	0,19	0,17	0,11	0,17	0,18	0,11
MgO	4,72	6,06	6,64	5,71	9,99	4,60	5,17	8,96	6,36	6,73	7,84	6,70
CaO	9,68	8,81	9,37	9,10	10,56	8,54	10,18	9,50	7,9	11,74	11,32	11,04
Na ₂ O	2,99	2,98	3,06	2,99	2,68	3,60	2,56	2,89	2,38	2,41	2,76	2,02
K ₂ O	0,87	1,10	1,02	1,02	0,96	1,94	0,43	1,07	2,57	0,44	0,22	0,58
P ₂ O ₅	0,32	-	0,31	0,32	0,33	0,37	0,19	0,21	0,54	0,11	0,14	0,08
Кол-во образцов	38	76	17	131	22	22	48	1	1	1	-	5

Примечания к табл. I.

I-4 - нормально-калиевые высокоглиноземистые базальты;
I - Восточная вулканическая зона, 2 - Центральная Камчатская депрессия; 3 - Срединный хребет; 4 - среднее для Камчатки; 5 - нормально-калиевый магнезиальный базальт, Центральная Камчатская депрессия; 6 - высоко-калиевый базальт, Центральная Камчатская депрессия; 7 - низко-калиевый базальт, Восточная вулканическая зона Камчатки; 8-10 - базальты островных дуг по Джейксу и др. (34): 8 - высокоглиноземистый известково-щелочной базальт Восточное Папуа, 9 - высоко-калиевый базальт (шошонит), Новая Гвинея; 10 - низко-калиевый базальт (островной толеит), Новая Британия; II - средний океанический толеит (10); 12 - толеитовый базальт, Сибирская платформа (23).

Таблица 2

Средние содержания элементов в базальтах Камчатки (К, Na - %, редкие - в г/т)

ЭЛЕМЕНТЫ	Нормально-калиевые высокоглиноземистые базальты				Нормально-калиевые магнетизальные базальты			Высоко-калиевые базальты	Низко-калиевые базальты
	I (40 обр)	II (51 обр)	III (19 обр)	IV (110 обр)	II (51 обр)	III (9 обр)	IV (29 обр)	II (10 обр)	I (69 обр)
	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na	2,6	2,7	2,6	2,6	2,6	-	2,6	2,7	2,2
K	0,87	1,1	1,17	1,0	0,81	1,0	1,0	1,7	0,39
Li	10	10	9	10	13	9	10	13	6
Rb	16	16	18	17	12	13	13	41	5
Cs	2,0	1,9	1,1	1,8	0,6	1,3	1,0	1,3	-
K/Rb	650	690	650	600	670	740	770	440	780
U	0,31	0,25	0,34	0,3	0,24	0,34	0,3	0,8	-
Th	0,4	0,27	0,44	0,4	0,20	0,36	0,28	0,74	-
Th/U	1,3	1,1	1,2	1,3	0,8	1,2	0,9	0,9	-
Be	-	0,5	0,7	0,6	0,35	0,6	0,4	0,85	0,46
Ba	-	650	580	600	520	-	500	700	270
Sr	-	360	360	360	340	-	320	360	350

продолжение табл. 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ba/Sr	-	1,8	1,6	1,65	1,9	-	1,9	1,9	0,8
B	22	19	10	20	18	-	18	88	22
F	-	500	-	500	500	-	500	500	350
V	320	320	270	300	330	300	315	310	350
Cr	55	75	60	60	260	200	230	50	28
Ni	33	40	40	38	100	140	120	45	32
Co	35	38	30	35	45	44	44	33	34
Ni/Co	0,9	1,0	1,3	1	2,2	3,2	2,7	1,4	1
V/Ni	10	8	8	8	3,3	2,2	2,6	7	11
Zn	95	105	90	95	100	86	95	110	78
Cu	125	100	-	110	94	72	80	246	93
Hg	0,042	0,04	-	0,041	0,04	-	0,04	0,09	0,05
Sn	2,6	2,7	3,3	2,6	2,2	4,5	3,2	2,7	2,4
Pb	-	7,4	2,3	5	7,4	0,4	4	5,3	2,4
Ag	0,04	0,04	0,03	0,038	-	-	-	0,08	-
Au	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	-	0,002	0,001	0,001
W	0,04	0,2	0,1	0,15	0,4	-	0,4	0,18	0,08
Mo	3,0	1,7	4,8	3,2	2,4	-	2,4	2,3	1,0

Примечание к табл.2. I - Восточная вулканическая зона, II - центральная Камчатская депрессия, III - Срединный хребет, IV - Среднее значение по Камчатке.

Таблица 3

Средние содержания элементов в базальтах континентов, океанов и переходных зон.

Элементы	Нормально-калиевые базальты (известково-щелочные базальты) (34)	Высоко-калиевые базальты (шошониты) (34)	Низко-калиевые базальты (толеиты) (34)	Океанические толеиты (36)	Континентальные толеиты (23)
Na	2,2	2,0	1,79	-	-
K	1,07	2,15	0,37	0,14	0,71
Li	-	-	-	9	16
Rb	10	75	5,0	1,2	16
Cs	-	-	-	-	-
K/Rb	1000	340	740	1170	260
U	0,2	1	0,15	0,1	0,62
Th	1,1	2	0,5	0,18	-
Th/U	5,5	2,0	3,3	1,8	-
Be	-	-	-	-	-
Ba	115	1000	75	14	360
Sr	380	700	200	115	690
Ba/Sr	0,35	1,4	0,38	0,12	-
B	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	270
V	255	200	270	290	190
Cr	40	30	50	300	180
Ni	25	20	30	100	110
Co	-	-	-	32	34
Ni/Co	-	-	-	3,1	2,8
V/Ni	10	10	9	2,9	1,7
Zn	-	-	-	-	105

V - 300 г/т, Ва - 600 г/т, низкое Th/U - отношение = 1,3.

II. Магнезиальные базальты (или базальты толеитового типа), охарактеризованные 29 образцами с 7 вулканических построек двух зон, принципиально отличаются от высокоглиноземистых разностей с близким содержанием калия только аномально высоким содержанием Cr - 210 г/т, Ni - 110 г/т и в связи с этим высоким $Ni/Co = 2,7$ и низким $V/Ni = 2,9$ отношениями. По этим параметрам они аналогичны океаническим и континентальным толеитам (табл. 3). Элементы литофильной группы (K, Rb, U, Th, Be, Ba) изменяются мало, их абсолютные концентрации лишь слегка уменьшаются в магнезиальных разностях (например, Rb - 17 и 15 г/т, Be - 0,6 и 0,4 г/т).

III. Высококалиевые базальты (10 образцов с Ключевской группы вулканов, Центральная Камчатская депрессия), отличаются, напротив, повышенным содержанием литофильных элементов (K - 1,7%, Rb - 41 г/т, U - 0,8 г/т, Th - 0,74 г/т, Be - 0,85 г/т, Ba - 700 г/т), летучих (B - 88 г/т) и некоторых металлов (Hg - 0,09 г/т, Cu - 246 г/т). Концентрация элементов группы железа (V, Cr, Ni, Co) и (Ni/Co и V/Ni) отношения практически те же, что и нормально-калиевых базальтах.

IV. Низко-калиевые базальты (данные по 69 образцам с 7 вулканов Восточной вулканической зоны) отличаются от нормально-калиевых пониженной концентрацией K - 0,39%, Rb - 5

- -

г/т, Li - 6 г/т, Ва-270 г/т, F - 350 г/т и повышенным K/Rb - отношением.

Таким образом, особенности химического состава и характер распределения редких элементов позволяют выделить 4 группы базальтов со специфическими для каждой группы свойствами. Происхождение и взаимоотношение базальтовых расплавов, естественно можно решить лишь на основании комплексного рассмотрения геологии (местоположение, объемы, возраст) и вещественного состава пород. В настоящее время очевидно нет особенной необходимости доказывать мантийное происхождение базальтов. Большинство исследователей, в том числе и авторы, придерживаются подобной точки зрения. Спорными остаются вопросы о генетической связи магм различной щелочности, глубине выплавления разных типов магм, а также вопросы связанные с составом исходного субстрата, откуда эти магмы выплавляются.

Согласно Р.Джейксу (34) в областях островных дуг выделяются три самостоятельные магмы: низко-калиевая (толеитовая), известково-щелочная и высоко-калиевая (шошонитовая), которые выплавляются на все более увеличивающейся глубине из океанической литосферы (см. табл.3). Закономерность размещения типов пород в пространстве (вкост простирания дуг) и во времени (от ранних стадий вулканизма к поздним) и направленное изменение химизма от толеитов к шошонитам, позволяет, по мнению Р.Джейкса, нарисовать почти идеальную картину, в которой все факты говорят в поль-

зу гипотезы. Однако, следует оговориться, что работа эта самого общего плана, использованный в ней геологический, петрохимический и геохимический материал зачастую относится к разным островным дугам, поэтому в конкретных районах эта четкая закономерность значительно усложняется.

Рассмотрение данных по геохимии и геологическому положению разных типов базальтов на Камчатке показало, что наиболее распространенным типом базальтов являются высокоглиноземистые нормально-калиевые разновидности. Магнезиальные базальты или толеиты встречаются в общем во всех зонах, но максимально развиты (по данным на сегодняшний день), в центральной Камчатской депрессии, Срединным хребта и юге Камчатки. Обычно они составляют не более 10% от объема высокоглиноземистых базальтов, хотя в отдельных районах (вулканы Харчинский, Заречный, Анаун) — преобладают. Встречаются толеиты в тесной временной и пространственной связи с высокоглиноземистыми базальтами (30), причем для Ключевского вулкана (21) показано практически одновременное появление обоих типов базальтов в продуктах извержения 1938 г.

Подобные геологические взаимоотношения, а также изменения в минералогическом (увеличение содержания оливина и пироксена) и химическом (возрастание концентраций Mg , Cr , Ni , изменение Ni/Co и V/Ni отношений при практическом постоянстве других редких элементов) составе позволяют предположить образование этих пород из расплава высокоглиноземистого базальта за счет частичного обогащения к

- -

кристаллами оливина и пироксена. Впрочем, не исключается возможность образования и первичных магм подобного состава. Это возможно относится к случаям излияния больших объемов преимущественно магнезиальных базальтов (вулканы Харчинский, верховья р. Б. Тигиль в Срединном хребте). В геохимической литературе базальты этого типа не выделялись, однако в разных работах можно найти подтверждение достаточно частого появления пород этого типа.

Высоко-калиевые базальты встречаются главным образом в Срединном хребте и Центральной Камчатской депрессии, в Восточной вулканической зоне - в меньших количествах. Геохимическими данными охарактеризованы лишь базальты Центральной Камчатской депрессии. Геологически эти базальты ассоциируют главным образом с нормально-калиевыми высокоглиноземистыми и магнезиальными базальтами. Объемы их могут достигать 40% по отношению к нормально-калиевым базальтам (8). Все три вышеуказанные типа базальтов в пределах Центральной Камчатской депрессии образуются синхронно при извержениях близко расположенных вулканов. Обычны случаи чередования разных типов базальтов в разрезах одних и тех же вулканических построек.

Столь тесная во времени и пространстве ассоциация нормально и высоко-калиевых базальтов, мегаллагиофировая структура последних, которая указывает на большое участие летучих в их образовании, а также геохимические особенности (повышенное содержание элементов способных к газовому пере-

- -

носу K, Rb, U, Th, Be, B, Hg и нормальное содержание всех других редких элементов) позволяют предполагать образование высоко-калиевых базальтов из исходного нормально-калиевого высокоглиноземистого расплава со значительным участием процесса эманационной дифференциации. Эта точка зрения ранее уже высказывалась В.А.Ермаковым (9,8). Высоко-калиевые базальты Камчатки очень схожи по редким элементам с аналогичными образованиями Курильских островов (15) и резко отличаются от шононитов. Камчатские высоко-калиевые базальты содержат в 2 раза меньше K, Rb, Th, Sr и почти в 2 раза больше V, Cr, Ni, чем шонониты. Поэтому вряд ли правомерно отнесение Камчатки к типичному случаю изменения ассоциаций пород от толеитов к шононитам, как это было сделано в работе Р.Джейкса (34).

IV. Низко-калиевые базальты на Камчатке и Курилах стали изучаться недавно, но сравнительно хорошо выделяются как тип пород геохимически. Их реальная распространенность среди четвертичных вулканитов и взаимоотношения с другими типами базальтов изучены недостаточно. На основании имеющихся данных можно утверждать, что подавляющая их масса встречается в Восточной вулканической зоне, во всяком случае это относится ко всем изученным образцам. Распределение низко-калиевых базальтов в самой этой зоне достаточно неравномерное, некоторые вулканы (Желтовский, Ильинский, Кроноцкий), сложены преимущественно этими базальтами, в других (Б.Семячик,

- -

Горелый, Мутновский) они встречаются в тесной ассоциации с нормально-калиевыми базальтами, в третьих (Карымский, Вилучик) они, по имеющимся на сегодняшний день данным, отсутствуют. Нормально- и низко-калиевые базальты отмечены в тесной ассоциации не только в пределах одной вулканической постройки, но и в разновозрастных лавовых потоках (М.Семячик). К.Н.Рудич и др. (28) отмечают, что "вулканы с преимущественным развитием низко-калиевых базальтов занимают наиболее близкое по отношению к океану положение".

Особенности химического состава (низкие содержания К, Rb, Ba) не позволяют предложить сейчас удовлетворительную модель образования низко-калиевых базальтов из исходного нормального высокоглиноземистого расплава. Происхождение этого типа базальтов остается неясным, хотя близость всех основных параметров химического состава и геологические взаимоотношения нормально- и низко-калиевых базальтов все же говорит в пользу их большой генетической близости. По мнению части авторов, низко-калиевые базальты являются продуктом самостоятельной магмы.

Полученные геохимические данные в комплексе с геологическими показывают правомерность выделения четырех типов базальтов на Камчатке. По мнению большинства авторов, исходной для трех типов базальтов является нормально-калиевая высокоглиноземистая магма. Происхождение низко-калиевых базальтов вызывает наибольшие затруднения. Вопрос о том, самостоятельная эта магма или производная нормально-калиевой

- -

магмы в настоящее время нельзя решить однозначно. Для этого требуются дополнительные геохимические и особенно геологические исследования.

Литература

1. БАБИЧ В.В. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Среднего хребта Камчатки ДАН СССР, 1973, т. 208, № 5, 1198-1201.
2. ВАЖЕЕВСКАЯ А.А. К вопросу об ареальном вулканизме Камчатки. В сб. "Современный вулканизм", М., Наука, 1966, 66-68.
3. ВАЖЕЕВСКАЯ А.А. Базальты ареальных зон Камчатки. Автореферат, Владивосток, 1972, 25 стр.
4. ГЛАЗУНОВ О.М., ГЛАЗУНОВА А.Д. Геохимия стронция в габброидных формациях Саяно-Байкальской об. В кн. "Стронций и барий в эндогенных образованиях". М., "Наука", 1973, 252 стр.
5. ГОРШКОВ Г.С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структурные элементы Земли. В сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., Наука, 1963, 5-16.
6. ГОРШКОВ Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967, 288 стр.
7. ЕРМАКОВ В.А. Режим щелочей в четвертичных вулканитах Ключевской группы вулканов. В сб. "Вопросы петрохимии". Ленинградская картфабрика, ВАГТ, Л., 1969,

8. ЕРМАКОВ В.А. Ключевская группа вулканов. Геологическое строение и петрогенезис. Автореф. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1970, 30 стр.
9. ЕРМАКОВ В.А. Мегаплагифирующие лавы Камчатки - вероятный аналог анортозитовых пород. Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10, 56-72.
10. КАНН ДЖ.Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. В кн. "Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана". М., "Мир", 1973, 91-102.
11. КОЖЕМЯКА Н.Н., ОГОРОДОВ Н.В., МЕЛЕКЕСЦЕВ И.В., ЕРМАКОВ В.А. Некоторые особенности эволюции и эффект четвертичного вулканизма Камчатки. Бюлл. вулк. станций, № 51, 1975, 94-102.
12. ЛЕГЕЙДО В.А., КУЗНЕЦОВА А.И., ОГНЕВА Э.Л. Одновременное спектрографическое определение свинца, олова, цинка и таллия в гранитоидах. В кн. "Спектральный анализ элементов примесей в горных породах", Наука, М., 1972, 317 стр.
13. ЛЕОНОВА Л.Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулкаников Узонско-Гейзерной депрессии. В кн. "Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование", М., Недра", 1974, 51-61.
14. ЛЕОНОВА Л.Л. Геохимические особенности современного и четвертичного вулканизма Курило-Камчатской зоны -

1971. I-ый Международный геохимический конгресс.
М., Производственно-издательский комбинат ВИНТИ,
т.1, 416 стр.

15. ЛЕОНОВА Л.Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги, в кн.: Магматизм и его отражение в вулканическом процессе.
16. ЛЕОНОВА Л.Л., УДАЛЫЦОВА Н.И. U, Th, Li, Rb, Cs в вулканических породах Курильских островов и Камчатки, Геохимия, 1970, № II, 1329-1334.
17. ЛЕОНОВА Л.Л., УДАЛЫЦОВА Н.И., ИВАНОВ Б.В. Радиоактивные (U, Th) и редкие щелочные (Li, Rb, Cs) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка). В кн. "Вулканизм и глубины Земли", Наука, М., 1971, 181-185.
18. ЛЕОНОВА Л.Л., КИРСАНОВ И.Т. Геохимия базальтов Ключевской сопки. Геохимия, 1974, № 6, 875-884.
19. ЛЕОНОВА Л.Л., ОГОРОДОВ Н.В. Геохимия четвертичных базальтов Срединного хребта Камчатки. Геология и геофизика, 1975, № 12, 102-108.
20. ЛЕОНОВА Л.Л., ЛЕГЕИДО В.А. Олово в современных четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островной дуги. Геохимия, 1975, № 9, 1300-1308.
21. НАБОКО С.И. Извержение Билукая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Тр. Лабор. вулк. и Камчат. вулк. ст., 1947, вып. № 5, 134 стр.
22. НАБОКО С.И. Петрохимические особенности молодых и совре-

менных лав Камчатки. В сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма", М., Изд-во АН СССР, 1963, 24-34.

23. НЕСТЕРЕНКО Г.В., АЛЫМУХАМЕДОВ А.И. Геохимия дифференцированных трапшов, М., Наука, 1973, 198 стр.
24. НОВИКОВ В.М., РОСИНСКАЯ Э.С., ГЕЛЬДА. Высокочувствительный атомно-абсорбционный метод определения ртути в горных породах и минералах. Ежегодник по работам 1970, 1971. Изд-во Института геохимии СО АН СССР, Иркутск.
25. ОГОРОДОВ Н.В., КОЖЕМЯКА Н.Н., ВАЖЕЕВСКАЯ А.А., ОГОРОДОВА А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Среднего хребта Камчатки. М., Наука, 1972, 192 стр.
26. ПЕТРОВ Л.Л., ЛЕОНОВА Л.Л. Бериллий и фтор в вулканических породах Камчатки и Курильских островов. Ежегодник по работам, 1972, Иркутск, Изд-во Института Геохимии СО АН СССР, 1973.
27. ПИИП Б.И. Ключевская сопка и ее извержения 1944-1945 гг. и в прошлом. Труды Лаб.вулк., 1956, вып. 4, 310 стр.
28. РУДИЧ К.Н., ВОЛЫНЕЦ О.Н., ЕРМАКОВ В.А., КОЛОСКОВ А.В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса. В кн. Геодинамика магмообразования и вулканизм, Петропавловск-Камчатский, 1974, 235-249.

29. СИРИН А.Н. О соотношении центрального и ареального вулканизма, М., Наука, 1968, 196 стр.
30. СИРИН А.Н., ТИМЕРБАЕВА К.М. О двух типах базальтов и составе исходной магмы вулканов Ключевской группы на Камчатке. В сб. "Вулканизм и глубины Земли", М., Наука, 1971, 147-150.
31. УДАЛЬЦОВА Н.И. Определение микроколичества тория в горных породах. Изв. Сиб.отд., сер. хим.наук, 1968, № 12, 5-7.
32. ЭРЛИХ Э.Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской провинции, М., Наука, 1966, 276 стр.
33. ЭРЛИХ Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца, Новосибирск, Наука, 1973, 244 стр.
34. JAKES P. and WHITE A.I.R. Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Amer. Bull., 1972, v. 83, No. 1, 29 - 40
35. LEONOVA L.L. Geochemistry of trace elements in basalts. In: 2"Quaternary volcanism and tektoniks (investigation in Kamchatka)" 1976
36. TAYLOR S.R., CAPP A.C., GRAHAM A.L. Trace element abundance in andesites. Contr. Mineral. and Petrol., 1969, No. 23, 1 - 26

ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

Закономерный переход теоретической геологии к изучению процессов, происходящих в глубинах Земли ниже границ, доступных непосредственному наблюдению, заставил исследователей обратить особое внимание на поиски их естественных поверхностных проявлений. К последним относятся офиолитовые ассоциации материков и океанов, слагаемые ультрабазитами, базитами и кремнистыми породами. Изучение этих ассоциаций имеет длительную историю. Первоначально предполагалось, что ультрабазиты имеют магматическое происхождение и по времени формирования предшествуют прочим членам сообщества. Обычно тектонический характер контактов гипербазитов и вмещающих пород всегда привлекал внимание; основываясь на подобных соотношениях Ю.А.Кузнецов (23) предположил, что проявления ультраосновного магматизма' незакономерны и не имеют определенного места в геотектоническом процессе. В результате последующей эволюции воззрений на геологию офиолитов был сделан вывод, что ультрабазиты являются продуктом скорее тектоники, чем магматизма (20) и представляют собой механические отторженцы верхней мантии.

Между тем, в мировой литературе описано достаточно большое количество случаев интрузивных контактов перидотитов и вмещающих пород с зонами контактовых изменений мощностью во многие десятки, а то и сотни метров (6,16,18,21, 50,51,56,57 и др.). Сообщество геосинклинальных меловых вулканогенно-кремнистых формаций, гипербазитов и габброидов

Восточной Камчатки также является примером офиолитовой ассоциации, характеризующейся интрузивным происхождением входящих в нее ультраосновных массивов; первичные взаимоотношения между ними и вмещающими породами не нарушены или нарушены слабо. Более того, в силу ряда благоприятных тектонических факторов здесь образовалась толща ультраосновных эффузивов (42), очень важная для понимания происхождения альпинотипных гипербазитов вообще.

Ультраосновные интрузии о. Карагинского и п-ва Камчатский Мыс описаны (II, I6, 24). Настоящая статья посвящена характеристике геотектонической позиции, структурного положения проявлений ультраосновного магматизма, главным образом, восточных хребтов Камчатки и его связи с базитовым магматизмом. В основу ее положены результаты исследований автора, выполненных в процессе геологосъемочных и тематических работ совместно с М.Ю.Хотиным, М.Н.Шапиро, Л.В.Спиринной, В.И.Олейником, А.Г.Цикуновым, В.А.Колосковым, Б.И.Слядневым и другими.

Строение геосинклинального комплекса и геотектоническая позиция гипербазитов. Выходы пород геосинклинального комплекса слагают на Восточной Камчатке значительные площади и встречаются как на восточных полуостровах /Кроноцкий, Камчатский Мыс/, так в пределах восточных хребтов /с юга на север: Валагинский, Тумрок, Кумроч/ и на о. Карагинском (рис. I). Несогласное залегание меловых отложений на породах комплекса основания, представленных гнейсами, кристаллическими сланцами, серпентинитами и габброидами,

наблюдалось только на п-ве Камчатский Мыс (26). Абсолютный возраст пород фундамента, равный 110-120 млн лет (30), соответствует, по-видимому, началу главного геосинклинального этапа.

Геосинклинальный комплекс имеет двучленное строение (33). Нижняя часть его разреза складывается эффузивно-туфово-кремнистыми, в меньшей мере терригенными субаркозовыми и граувакковыми накоплениями африканской (46), валагинской (43), кумрочской (33) серий и их аналогами на о. Карагинском (I)¹). Мощность этих отложений в восточных хребтах приближается к 10 км, на п-ве Камчатский Мыс она равна 4 км. В верхней части разреза геосинклинального комплекса преобладают терригенные, терригенно-тефроидные и вулканомиктовые породы, зачастую формирующие пачки ритмичного переслаивания и содержащие горизонты олистостром: кроноцкая (16) и столбовская (5) серии на полуостровах и синхронные им отложения в восточных хребтах (33). В основании этих серий повсеместно развиты вулканыты - в восточных хребтах щелочные основного и среднего составов, на полуостровах - преимущественно риолиты. На полуостровах же эффузивы встречаются и в кровле геосинклинального разреза, где представлены базальтами. Мощность рассматриваемого интервала от 4,5 до 10 км. Геосинклинальный комплекс восточных хребтов, наложенный на

1) Данные по стратиграфии и петрохимии раннегеосинклинальных пород о. Карагинского привлекаются в некоторой степени условно, поскольку стратиграфические построения авторов (I) отличаются от общепринятых.

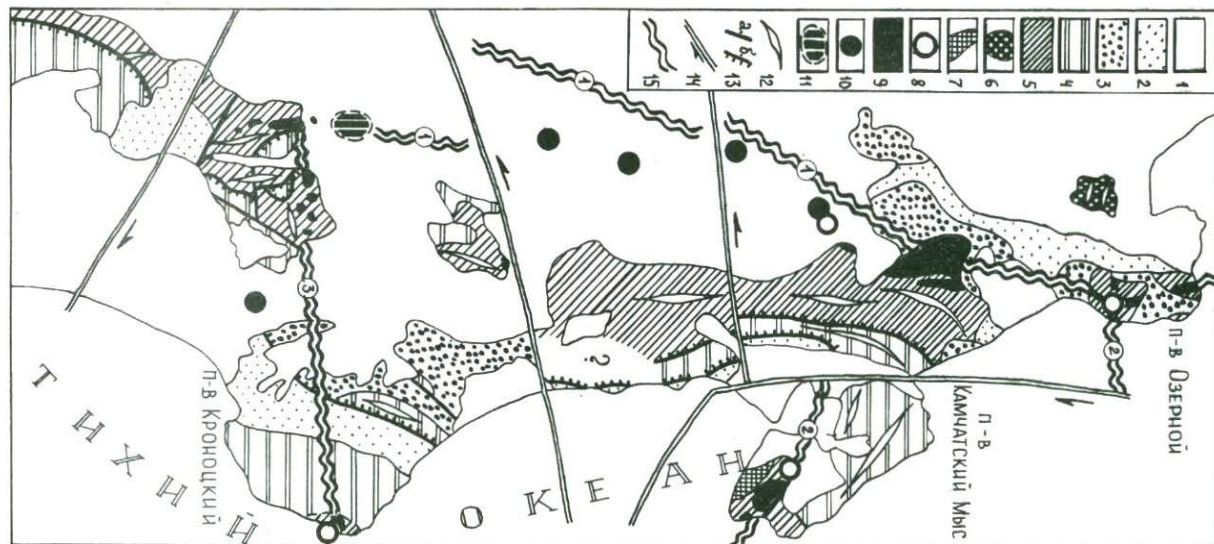


Рис. 1. Схема расположения офиолитовых поясов Восточной Камчатки. Геологическая основа дана по А.Ф. Марченко с изменениями автора. 1. Плиоцен-четвертичные вулканогенные и осадочные породы. Отложения нижней молассовой формации: 2. Оligоцен-миоценовые; 3. Палеоцен-зеновые. Отложения геосинклинального комплекса; 4. Предорогенные /верхний мел - палеоген/; 5. Раннегеосинклинальные /верхний мел/. Породы комплекса основания: 6. Кристаллические сланцы; 7. Габброиды; 8. Ксенолиты и мелкие блоки кристаллических сланцев. 9. Позднемеловые гипербазиты и габброиды. 10. Ксенолиты гипербазитов в тефре вулканов. 11. Гипербазиты

/продолжение подписи к рис. 1/.

товые массивы, устанавливаемые по геофизическим данным. 12. Основные направления складок. 13. Разломы: а/ сбросы, б/ надвиги. 14. Глубинные разломы /стрелками указывается направление движения по ним/. 15. Предполагаемое положение офиолитовых поясов: 1.- Карагинско-Валагинского, 2.- Пикежского, 3.- Кроноцкого.

структуры фундамента северо-западного простирания (12,30), смяты в складки северо-восточного направления. Мел-палеогеновые отложения п-ва Камчатский Мыс простираются на северо-запад (27). Геосинклинальный структурный план претерпел перестройку в палеоцене (восточные хребты) и эоцене (полуострова). Этими тектоническими движениями фиксируется конец собственно геосинклинального этапа.

Нетрудно видеть, что по формационному составу части разреза геосинклинального комплекса соответствуют ранней и предорогенной (45) стадиям главного геосинклинального этапа.

Проявления ультраосновного магматизма совпадают с окончанием ранней стадии, при этом вмещающие породы вокруг всех крупных массивов несут следы контактовых воздействий. Близкоодновременно с гипербазитами происходило внедрение интрузий габброидов, диоритов, сиенитов и плагиогранитов, составляющих габбро-плагиогранитную и габбро-сиенитовую формации; последняя развита только в пределах Валагинского хребта. Абсолютный возраст этих интрузий, в среднем равный 88-90 млн лет /29; данные автора/, совпадает с радиологическими и палеонтологическими датировками вмещающих толщ и от-

вечает времени завершения раннегеосинклиальной стадии развития Восточной Камчатки или времени завершения формирования собственно офиолитовой ассоциации. В целом же намечается следующая очередность магматических событий геосинклиального этапа: 1. раннегеосинклиальный базальтоидный вулканизм; 2. внедрение гипербазитов; 3. излияние меймечитов и внедрение комагматичных им даек /хр. Валагинский, Тумрок/; 4. внедрение интрузий габбро-плагиогранитной и габбро-сиенитовой формаций – завершение ранней стадии; 5. раннепредороженный щелочно-базальтоидный и риолитовый /контрастный/ вулканизм; 6. позднепредороженный основной вулканизм, сопровождаемый комагматичными интрузиями.

Закономерности пространственного распределения гипербазитовых и габброидных массивов. Попытки определения закономерности пространственного распределения ультраосновных пород Камчатки /и Восточной Камчатки как ее части/ предпринимались неоднократно. Наиболее ранний очерк гипербазитов принадлежит А.Е.Святловскому (4I). Вслед за ним Н.В.Луцкина пришла к выводу, что на Восточной Камчатке "... многочисленные массивы ультраосновного и основного состава образуют единый пояс, протягивающийся примерно на 900 км от бухты Раковой на юге через восточные хребты: Ганальский, Валагинский, Тумрок, Кумроч и Начикинский на о. Карагинский и п-в Говела, а также через восточные полуострова: Камчатский Мыс и Кроноцкий" (II). Очевидно, что такие построения являются слишком общими, поскольку гипербазитовый пояс по определению стру-

ктура линейная, а не площадная. В этом отношении более отвечает действительности схема Б.К.Долматова (16), согласно которой ультраосновные массивы восточных хребтов и п-вов объединяются в самостоятельные пояса северо-восточного простирания.

Полученные в последнее время данные свидетельствуют о существовании в пределах рассматриваемого региона системы разнонаправленных гипербазитовых или офиолитовых поясов (42, врезка к рис. 1): Карагинско-Валагинского, приуроченного к восточным хребтам, и примыкающих к нему со стороны океана Пикожского /п-в Камчатский Мыс; северо-западное простирание/ и Кроноцкого /одноименный п-в; субмеридиональное простирание/ поясов (см. рис.1).

Карагинско-Валагинский пояс прослеживается от о.Карагинского до северной части Валагинского хребта. Интрузивные члены офиолитовой ассоциации представлены альпинотипными гипербазитами /II, I3, I6, 24/, состав которых незначительно изменяется по простиранию пояса, и интрузиями габбро-плагиогранитной и габбро-сиенитовой формаций.

В северной части рассматриваемого пояса интрузии гипербазитов и габброидов структурно приурочены к Пахачинско-Карагинской шовной зоне, выделенной на о. Карагинском /22/ и продолжающейся, по данным Б.И.Сляднева, на п-в Озерной до долины р.Озерной. Простирание зоны на о. Карагинском и в северной части п-ва Озерного субмеридиональное, на широте р. Четвертой происходит ее поворот на юго-запад. Ширина структуры на острове равна 7-10 км, на п-ве увеличивается до 10-15 км.

Направление основных складок и разломов на острове в целом параллельно зоне, на п-ве структура раннегеосинклинальных отложений является более пестрой и определяется, по Б.И. Слядневу, существованием системы блоков, сочленяющихся в торец.

Массивы гипербазитов имеют небольшую суммарную площадь около 12–15 км² и представлены небольшими пластино- и линзовидными телами серпентинитов, серпентинизированных лерцолитов, дунитов и пироксенитов. Первичная полосатость согласна границам тел и, как установлено для о. Карагинского, совпадает со структурой вмещающих пород (24).

Габбро-плагиогранитная формация представлена интрузиями и дайками габбро, диабазов, диоритов и незначительным количеством мелких тел более кислого состава (16,32). Вмещающими являются верхнемеловые отложения и гипербазиты.

Весьма важно, что в перегибе пояса в басс. р. Четвертой с гипербазитами и габброидами ассоциируют блоки метаморфических пород фундамента: гранатовые амфиболиты и другие кристаллические сланцы (30,46). Выходы этих пород располагаются на широте метаморфид Хавывенской возвышенности.

На кумрочском отрезке Карагинско-Валагинского пояса тектоническая обстановка проявления раннегеосинклинального магматизма иная. Здесь Кротонский массив площадью более 400 км², тектонические отторженцы от него и сопровождающие его габброиды расположены в пределах сложно построенной складчато-чешуйчатой зоны с падением надвигов на запад и северо-запад. Южнее массива эти породы выходят на поверхность, по

данном А.Г.Цикунова, близ основания постройки вулкана Шивелуч, а также встречаются в виде ксенолитов в тефре этого и Харчинского вулканов (I4). Таким образом, общее простирание пояса между долинами рек Озерная и Камчатка юго-западное. Основные складчатые и разрывные структуры вмещающих пород субпараллельны поясу на южном интервале отрезка, а севернее долины р. Алтын намечается их разворот к субширотному направлению /см. рис. I/, что является, по-видимому, указанием на существование поперечной, "аномальной" структуры по отношению к описываемому поясу. Осевая часть поперечной структуры трассируется выходами блоков метаморфических пород /напомним: Хавывенская возвышенность - долина р. Четвертой/. Влияние этой аномалии на Карагинско-Валагинский пояс очевидно: в месте их пересечения происходит резкая смена простирания последнего. Подчеркнем еще, что если севернее и южнее поперечной зоны структуры верхнемеловых пород субпараллельны соответствующим отрезкам пояса, то для самой зоны характерно блоковое строение, отсутствие протяженных складок и их сочленение торцовое или под углом.

Продолжение Карагинско-Валагинского пояса южнее Харчинского вулкана до широты Адриановского глубинного разлома, устанавливаемого по геофизическим данным (44) и имеющего сдвиговую природу, гипотетично. Косвенным свидетельством в пользу его существования является присутствие ксенолитов ультраосновных пород среди вулканитов построек вулканов Ключевская Сопка и Толбачик (I4).

В северной части Валагинского хребта самое южное звено

Карагинско-Валагинского пояса располагается в междуречье рр. Китильгина - Пр. Шапина. Съемками В.А.Грецкого, В.И.Олейника и работами автора здесь установлена цепочка интрузий ультраосновного и основного состава шириной менее 10 км, вытягивающаяся в субмеридиональном направлении от г. Звездочка на севере до басс. руч. Озерного на юге. Присутствие гипербазитовых массивов к северу от указанных выходов примерно до широты Адриановского разлома фиксируется аномалиями геофизических полей, на юге пояс обрывается мощной и сложно построенной зоной разломов северо-западного простирания.

Структурно раннегеосинклинальные интрузии приурочены к ядру субмеридиональной синклинали, осложненной системой плиоценовых /?/ сбросов, и тяготеют к определенному стратиграфическому уровню: базальтам кровли валагинской серии. Характерно отсутствие прямой связи этих интрузий с определенными и четко выраженными на поверхности дизъюнктивными структурами.

Гипербазитовые массивы имеют силлообразную форму, мощность 80-120 м, суммарную площадь выхода - 3-4 км². Глубина их становления, судя по стратиграфическим данным, не превышает 1 км. Слагаются массивы серпентинизированными разностями гарцбургитов, в меньшей степени дунитов. По контактам массива г. Урц автором совместно с А.В.Колосковым наблюдались эруптивные брекчии, слагающиеся округлыми обломками серпентинизированных перидотитов, изредка метасоматически измененных вмещающих пород и пироксенитов. Мощность автобрекчий 1-2 м, размер обломков - от первых см до 15-20 см.

Серпентиниты и вмещающие эффузивы валагинского звена пояса прорываются габброидами, зачастую имеющими щелочной калиевый уклон. Эти породы встречаются в виде удлиненных в субмеридиональном направлении массивов, серий даек разнообразного простирания и мелких штоков.

Таким образом, узкая зона, насыщенная гипербазитами и габброидами, прослеживается практически вдоль всего протяжения восточных хребтов, прерываясь под покровом плиоцен-четвертичных отложений на интервале между Харчинским вулканическим и устьем р. Шапина. В эту линейную, в целом северо-восточную систему не укладываются серпентиниты хр.Тумрок (49), приуроченные к Адриановскому глубинному разлому.

Пикежский пояс. На поверхности прослеживается только крайняя западная часть пояса в пределах п-ва Камчатский Мыс. О продолжении его на восток свидетельствует присутствие галек метаморфических пород, гипербазитов и габброидов среди неогеновых вулканогенно-осадочных образований Командорских о-вов (47, 48).

На п-ве Камчатский Мыс цепочка гипербазитовых интрузий вытянута в северо-западном направлении от юго-восточного побережья п-ва до м. Каменный на северном берегу Нерпичьего озера. Структурно выходы ультрабазитов тяготеют к Пикежской зоне разломов глубокого заложения (27). В зоне сместителя этой структуры встречены тектонические блоки метаморфических пород геосинклинального фундамента; ксенолиты таких же пород /гранатовые амфиболиты/ найдены в гипербазитовых массивах (16). Вмещающие ультраосновные интрузии об-

разования отнесены к африканской серии позднемелового возраста (27, 46). Пликативные и дизъюнктивные структуры п-ва характеризуются северо-западным простиранием; этим же направлением контролируется фациальная зональность мел-палеогеновых отложений столбовской серии (5).

Строение, состав и взаимоотношения гипербазитов полуострова с вмещающими породами детально описаны Б.К. Долматовым (16). Отличие наиболее крупного интрузива Пикежского пояса - массива г. Солдатской - от гипербазитовых тел Карагинско-Валагинского пояса заключается, во-первых, в появлении больших объемов дунитов, во-вторых, в малой его серпентинизированности.

Вопрос о присутствии раннегеосинклинальных габброидов на п-ве Камчатский Мыс в настоящее время является основательно запутанным и вряд ли разрешим без проведения дополнительных исследований. Так, сначала принимался их поздне-меловый возраст (16, 17, 27). Впоследствии была высказана точка зрения о их доверхнемеловом возрасте и метасоматическом генезисе (26). Не вдаваясь в детали этого вопроса отметим, что насколько известно автору, непосредственно в пределах массива г. Солдатской дайки или какие-либо другие тела раннегеосинклинальных габброидов пользуются узко локальным распространением.

Западным ограничением Пикежского офиолитового пояса является Усть-Камчатская зона разломов (27). Автор придерживается мнения, что Усть-Камчатский разлом, по которому

происходит торцовое сочленение северо-западных и северо-восточных структур полуострова и материковой части Камчатки, имеет сдвиговую природу и характеризуется правосторонним латеральным смещением; движения имеют постгеосинклинальный возраст /36±2 млн лет/. Такая интерпретация парагенеза структур северной части полуострова не противоречит представлениям о надвигании сооружения Алеутской островной дуги на ложе Тихого океана /31/. Анализ геологической обстановки приводит нас к заключению о том, что наиболее вероятным западным продолжением Пикежского пояса является установленная нами поперечная "аномальная" зона п-ва Озерного; в случае правильности наших предположений амплитуда сдвига будет равна 60-80 км.

Кроноцкий пояс. Офиолитовые интрузии пояса прослеживаются от р-на Кроноцкого озера в Валагинском хребте /слияние рек Пр. и Лев. Щапина - верховья р. Лиственичной/ до восточного окончания Кроноцкого п-ва - м.Каменистого. На значительном интервале пояс перекрыт кайнозойскими вулканогенно-осадочными породами кроноцкой /16/, тжешевской и алнейской /12/ серий. Его присутствие здесь подтверждается наличием ксенолитов гипербазитов и габброидов в теще вулкана Кроноцкая Сопка /14/, а также аномалиями геофизических полей. Магнитными съемками доказывается существование структурных связей Кроноцкого полуострова и поднятия Обручева /8/, что не исключает продолжения рассматриваемого пояса за Курило-Камчатский глубоководный желоб.

Гипербазиты западного окончания Кроноцкого пояса фор-

мируют ряд массивов /с запада на восток/: г. Останец, вершины 1503 м, г. Попутной и другие общей площадью около 15 км². В р-не г. Останец ультраосновные породы образуют небольшие разобщенные выходы - интрузивные и, возможно, протрузивные тела различной формы. Преобладающие в составе тел перидотиты /гарцбургиты/ серпентинизированы, содержат крупные ксенолиты вмещающих пород, несущих следы контактовых воздействий. Массивы вершины 1503 м площадью 4 км² и г. Попутной площадью 8 км² выделяются в рельефе как экстррузивные купола и являются лакколитами.

Габброиды в пределах описываемого интервала пояса встречаются гораздо реже, чем гипербазиты, площадь отдельных массивов незначительна /первые сотни м², до 1-1,2 км²/. Они представлены как нормально щелочными (габбро, диабазы, диориты), так и подщелочными разностями вплоть до эссекситов, сиенитов и монзонитов. Обнаружены небольшие тела гранитоидов.

Структурно раннегеосинклинальные интрузии р-на Кроноцкого озера приурочены к северному крылу брахиформной антиклинали субширотного простирания, погружающейся на запад под плиоцен-четвертичные вулканиды. Так же как и на водоразделе рек Пр. Шапина и Китильгина рассматриваемый интрузивный комплекс не обнаруживает связи с какими-либо выраженными на поверхности глубинными разломами и приурочены к тому же стратиграфическому уровню. Глубина становления гиперба-

зитовых тел западного окончания Кроноцкого пояса достигает 1,7-2,0 км.

Гипербазиты м. Каменистого описаны Б.К.Долматовым (16). По его данным ультраосновные тела здесь прорывают породы каменистовской свиты и несогласно перекрываются кроноцкой серией. По наблюдениям В.И. Гречина серпентиниты и амфиболитизированные габброиды контактируют с кислыми туфами каменистовской свиты по разлому, а сама свита относится не к раннегеосинклинальному, а к предорогеному комплексу, то есть, к кроноцкой серии (33).

Непосредственное сочленение Карагинско-Валагинского и Кроноцкого поясов не обнажено. Тектоническое строение этой зоны осложнено системой разновременных надвигов и сбросов.

Такова общая геометрия системы офиолитовых поясов Камчатки. Их можно рассматривать как "...своеобразные маркирующие горизонты, пользуясь которыми можно хорошо улавливать элементы структурного плана региональной дизъюнктивной тектоники..." (36, стр. 164). Приуроченность Карагинско-Валагинского пояса к шовному прогибу восточных хребтов, заложенных на границе двух плит (33, 47), позволяет предполагать, что Пикежский и Кроноцкий пояса также трассируют осевые зоны геосинклинальных прогибов. Отличие поперечных поясов от шовного заключается в том, что первые заложены в пределах единого крупного структурного элемента, глубинное строение которого характеризуется присутствием участков с континентальным разрезом коры.

Выяснение закономерностей пространственного размещения офиолитовых поясов важно для понимания геодинамики геосинклинального развития региона. Существование системы разнонаправленных магмогенерирующих структур исключает применение мобилистских моделей типа предложенной Г.П. Авдейко (I), по мнению которого складчатые сооружения Камчатки образовались в результате эволюции последовательно мигрировавших палеозон Бенъофа с запада на восток. Более того, унаследованность некоторых особенностей химизма и дифференциальных трендов раннегеосинклинальных и предорогенных вулканических пород (33) не могла бы проявиться в условиях каких-либо серьезных перемещений литосферных плит. Отметим также, что структурные признаки тектонического скупивания, синхронного накоплению геосинклинального комплекса, отсутствуют. Иными словами, офиолитовый магматизм Восточной Камчатки развивался на стабильном основании, в результате эволюции не изменявших свое пространственное положение глубинных зон магмогенерации.

Строение некоторых гипербазитовых массивов. В настоящей статье рассматриваются только новые материалы, касающиеся офиолитов восточных хребтов. Автором детально изучались массив г. Попутной и Кротонский массив.

Массив г. Попутной расположен в верховьях руч Дальнего /7, рис. 47/. Как уже говорилось, площадь его около 8 км^2 , а по форме он представляет собой лакколит с максимальной мощностью до 700 м в центре и несколько десятков

метров по краям. В плане его очертания изометричны, близкие к округлым. Согласный характер взаимоотношений интрузии с вмещающими породами указывает на ее пластовую, но не кольцевую структуру.

Среди пород массива преобладают гарцбургиты, в них встречаются первичные полосы дунитов от первых см до 10-15 м и более; к наиболее мощным дунитовым обособлениям приурочены пластообразные тела хромитов. В всячем боку лакколита обнаружены пироксениты /диалагиты/, мощность и относительный объем которых незначительны. Дуниты и перидотиты в периферических частях плутона в различной степени серпентинизированы, в то время как в его ядре эти породы совершенно не изменены.

Контакты гипербазитов массива г.Попутной с вмещающими образованиями активные, горячие. В истоках руч. Дальнего блоки вмещающих пород между силлами гипербазитов, расположенными выше кровли массива, нацело метасоматически преобразованы - родингитизированы. Также сильно изменены и породы ксенолитов, в изобилии встречающиеся в перидотитах всячего бока интрузии.

Кротонский массив (рис. 2) на север и запад погружается под кайнозойские вулканогенные и осадочные отложения; на востоке гипербазиты контактируют с поздне меловыми образованиями по пологому надвигу, наклоненному на запад под углами 15-25°, реже до 65°. Массив сложен, главным образом, серпентинизированными перидотитами /оливиновыми авгит-содержащими гарцбургитами/, в меньшей мере дунитами и пирок-

сенитами. Пироксениты образуют линзы в кровле и, вероятно, в придонной части интрузии, дуниты — первичные полосы, мощность которых в центре плутона обычно не превышает первых дециметров /максимально 10–15 м/, а на периферии возрастает до 50–80 м. В ориентировке полос наблюдается известная закономерность: близ кровли они расположены почти горизонтально, с возрастанием глубины эрозионного вреза углы наклона полос увеличиваются до крутых и вертикальных. Ориентировка слоев пород в останцах кровли интрузии, встречающихся на водоразделах рек Пр. Кротон — Лотон — Лев. Уколка, Лев. Уколка — Уколка, также субгоризонтальна. Такого рода соотношения послужили основанием для определения пластовой формы залегания Кротонского массива. Согласно ориентировке первичной полосатости апикальной части плутона и слоев вмещающих пород и увеличение дисконформности с глубиной указывают на застывание ультраосновного расплава сначала в системе единой магматической камеры, которая затем распалась на ряд конвекционных ячеек.

Интрузивные взаимоотношения массива и вмещающих его позднемеловых раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных пород устанавливаются по наличию признаков контактовых изменений в мелкообломочных и агломератовых туфах и кремнях, слагающих останцы кровли. При этом туфогенные породы осветляются /родингитизируются/, претерпевают закалку, а кремни незначительно перекристаллизуются и амфиболизируются.

В серпентинизированных перидотитах обнаружено большое количество разнообразных по составу ксенолитов: амфиболовых

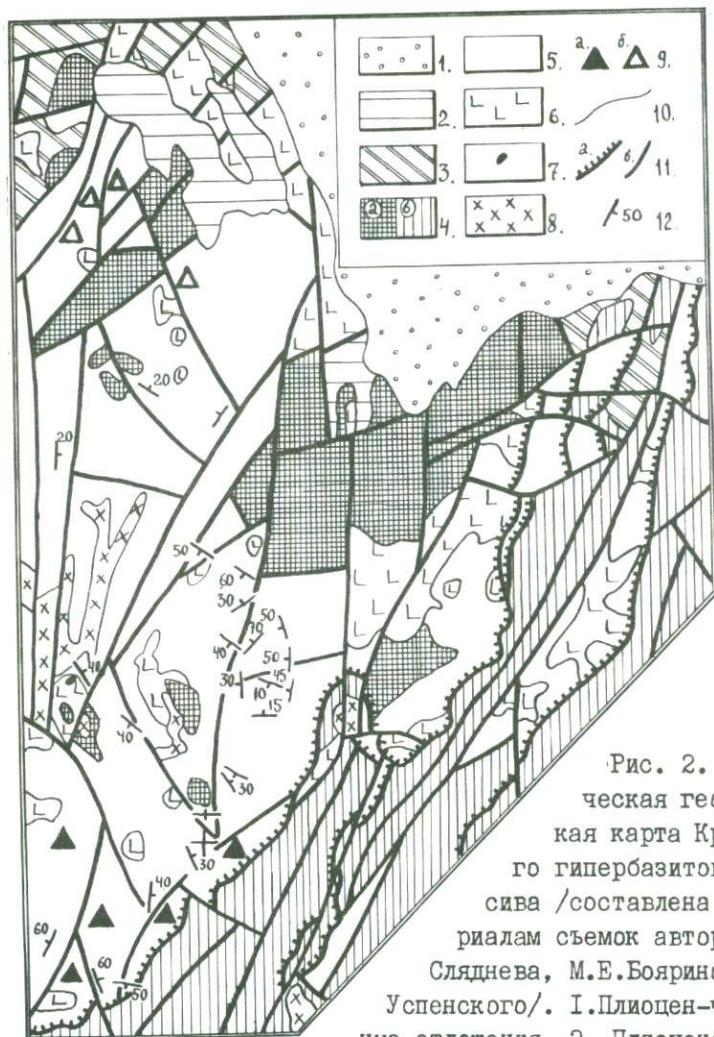


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Кротонского гипербазитового массива /составлена по материалам съемок автора, Б.И. Сляднева, М.Е.Бояриновой и В.С. Успенского/. I. Плиоцен-четвертичные отложения. 2. Плиоценовые отложения. 3. Палеоценовые и миоценовые отложения. 4. Вулканогенно-осадочные раннегеосинклинальные отложения: а.-кровли массива, б.-автохтона надвига в лежачем боку массива. 5-7. Интрузии офиолитового комплекса: 5. Гипербазиты; 6. Габброиды; 7. Плагииграниты. 8. Диоритовые порфиры плиоценового возраста. 9. Ксенолиты в гипербазитах: а.-амфиболиты, б.-габброиды. 10. Геологические границы. 11. Разрывные нарушения: а.-над-

виги, б.-сброны. 12. Ориентировка элементов первичной пологатости.

гнейсов, гнейсовидных габбро-амфиболитов, амфиболитизированных габбро и пород мелового возраста: базальтов, основных туфов и кремней. Обычно они встречаются в виде "валунов" и глыб размером от 10-15 см до 5-7 м. Включения гнейсов и габбро-амфиболитов наиболее часто наблюдаются в серпентинитах южной части интрузии. В обнажениях они выглядят как параллелепипедальные блоки протяженностью до 35 м, причем полосчатость метаморфических пород, как правило, перпендикулярна длинной оси ксенолита. К северной части массива приурочены "ксенолиты" габбро-амфиболитов и амфиболитизированных габбро, которые образуют обширные поля вытянутой в плане формы, прослеживаемые на 1,0-1,5 км.

Породы в эндоконтактах всех без исключения ксенолитов осветлены - родингитизированы на максимальную мощность до 1-2 м, что и отличает их от габброидов многочисленных прорывающих гипербазиты даек и интрузивных тел. Последние чаще всего имеют пластинообразную форму и тяготеют к зоне контакта гипербазитов и вмещающих пород. Внутренняя структура этих тел сложна и своеобразна. Они образованы рядами соприкасающихся субпараллельных, редко секущих даек диабазов мощностью 10-15, редко до 40-60 м. Зачастую в обнажении такие многоактные интрузии выглядят как слоистые толщи. Дайковые поля и скопления, приуроченные к наиболее врезанным частям Кротонского массива, сосредоточены в субгоризонтальных зонах мощ-

ностью 100–150 м. Внутри зон дайки ориентированы разнообразно – вертикально и наклонно, до горизонтальных. При мощности 5–30 м они встречаются через 3–15 м. На востоке массива /верховья р. Ольховой/ дайки тяготеют к узким пологонаклонным зонам, где образуют серии сближенных кулисно расположенных тел, ориентированных под углом к общей границе зоны. Сравнительно редко, например, в басс. р. Ср. Уколка, диабазы выходят за пределы массива и формируют в вулканогенно-кремнистых вмещающих породах силлы и штоки причудливой формы.

Восточнее Кротонского массива находится узкая полоса развития гипербазитов, прослеживаемая в северо-восточном направлении от верховьев р. Алтын до среднего течения р. Ольховая. Их контакты с вмещающими породами носят тектонический характер. Серпентиниты интенсивно катаклазированы, дайки габброидов растащены на отдельные блоки протяженностью по 5–10 м и, также как и породы ксенолитов, пронизаны многочисленными жилками пектолита и пренита.

Характеристика контактово-измененных пород. Вмещающие вулканиты и породы ксенолитов на контакте с гипербазитами изменяются с формированием родингитов. Родингиты "Геологический словарь" /ГО/ определяет как "... петрогенетическую группу кальциево-силикатных метасоматических ж и л ь н ы х /разрядка наша, -В.С./ образований габбро-перидотитовых интрузий, включающую гранат-пироксеновые, везувиан-хлорит-пироксеновые, везувиан-хлорит-цоизитовые и другие подобные им породы...". Наши исследования показали, что жильная форма залегания родингитов в гипербазитах восточных хребтов не встречается. Здесь можно выделить несколько групп контакто-

во-измененных пород: 1. ксенолиты в ультраосновных вулканитах и перидотитах массива г. Попутной; 2. экзоконтактные породы того же массива; 3. ксенолиты Кротонского массива.

Ксенолиты в ультраосновных вулканитах и перидотитах массива г. Попутной. Эксплозивный характер вулканического процесса обусловил высокое содержание ксенолитов в ультраосновных туфах, достигающее подчас 25–30%. Породный состав ксенолитов однообразный: преобладают оливин–пироксеновые миндалекаменные базальты из подстилающей эффузивно–туфовой толщи, в единичных экземплярах находятся обломки тонкообломочных кремнистых туфов из более глубоких стратиграфических горизонтов валагинской серии. Включения в меймечитовых туфах обычно имеют округлую форму и размер от первых см до 5–10 см. Гораздо реже встречаются округлые или угловатые глыбы до 40 см и более. Базальты обычно преобразованы в диопсид–гранатовые и другие родингиты, но наряду с ними встречаются также относительно свежие разности.

В ультрабазитах г. Попутной ксенолиты сосредоточены близ кровли массива. Преобладают включения оливин–пироксеновых миндалекаменных базальтов размером от 10 до 20–30 см, изредка попадаются обломки кремней и яшм и в единственном экземпляре – изометричная глыба диаметром около 2 м, первичный состав которой определению не поддается. Степень метасоматических преобразований эффузивных пород в ксенолитах однообразно высокая; слабо измененные разности, как в ультраосновных вулканитах, здесь не обнаружены.

В измененных базальтах, как правило, сохраняются ре-

дикты порфировой структуры и миндалекаменной текстуры, в том числе и реликты первичных минералов – пироксенов и оливинов.

Моноклинные пироксены реликтовых фенокристаллов в родингитах ультраосновных туфов бластируются, замещаются агрегатом зерен того же состава. В родингитах массива реликтовые клинопироксены встречаются как в виде монокристаллов, так и в гломеровых сростках до 5–8 мм. В целом для них характерно пониженное двупреломление и $c:N_g = 40^\circ$. Обычны регенерационные каемки шириной 0,03–0,05 мм, диагностирующиеся по присутствию большого количества мелких включений. В некоторых случаях эти каемки достраивают исходные фенокристаллы до совершенных, иногда же они имеют причудливые очертания с заливами и выступами.

Оливины в родингитах полностью замещены серпентином и хлоритом, тип исходного минерала узнается по характерным кристаллографическим формам. Очень часто внутри псевдоморфоз развивается буровато-зеленоватый гранат в виде изометричных и розетчатых выделений.

Главные новообразованные минералы, развивающиеся по основной массе – моноклинный пироксен, гранат, хлорит и серпентин. В меньших количествах обнаруживаются везувиан, волластонит, амфибол, пренит. В миндалинах иногда присутствуют барит и более поздний кальцит. Последний в различной степени замещает основную массу. По соотношению новообразованных минералов выделяется несколько разновидностей метасоматитов,

раздельное описание которых затруднено вследствие существования взаимопереходов между ними. В данном случае целесообразнее характеризовать разновозрастные минеральные ассоциации, количество которых не столь многочисленно: 1. клинопироксеновая; 2. клинопироксен-гранатовая /волластонит-везувиановая/; 3. роговообманково-пренитовая; 4. хлорит-серпентиновая; 5. барит-кальцитовая.

Клинопироксены первой ассоциации, относящиеся к диопсид-авгитовому ряду, развиваются по первичным минералам основной массы, образуя призматические, игольчатые, звездчатые и радиально-лучистые агрегаты. Для них характерна некоторая замутненность и не очень четкие кристаллографические ограничения.

Гранат второй ассоциации развивается по раннему метасоматическому клинопироксену – иногда по спайности или границам зерен, чаще беспорядочно: от мелких точечных выделений до криптокристаллических и мелкокристаллических агрегатов. Расположение последних пятнистое, часто они встречаются вокруг реликтовых полостей миндалин. Крупные выделения хорошо ограненного граната обычны внутри миндалин. Здесь этот минерал в некоторых случаях имеет зональное строение и аномальное двупреломление, что указывает, по-видимому, на его гидрогроссуляровый состав.

Клинопироксен второй ассоциации близкоодновременный и /или/ несколько более поздний, чем гранат. Представлен диопсидом, характеризующимся исключительной чистотой, четкими границами зерен, в некоторых случаях идиоморфизмом по отно-

шению к гранатам. Его оптические свойства: $c:N_g = 40^\circ$,
 $N_g = 1,699$, $N_p = 1,674$, $N_g - N_p = 0,025$. В ряде шлифов наблюдается замещение диопсидом клинопироксенов первой генерации и гранатов. В миндалинах диопсид нарастает на гранаты, в единичном случае установлено нарастание на пироксен первой генерации.

Описанные взаимоотношения минеральных ассоциаций характерны для родингитов ультраосновных вулканитов. В метасоматитах ксенолитов массива г. Попутной гидрогрессуляр образуется как внутри зерен клинопироксенов первой генерации, так и заполняет трещинки, секущие более ранние новообразования. Клинопироксены второй генерации здесь нами не обнаружены.

Ко второй же ассоциации, по-видимому, можно отнести волластонит и везувиан, встречающиеся в виде мелких зерен как в основной массе, так и в миндалинах.

В последующие стадии метасоматического преобразования пород минералы двух первых ассоциаций замещались роговой обманкой, пренитом, хлоритом и серпентином, карбонатами. В единичных случаях встречены ксенолиты, сложенные зеленой роговой обманкой и биотитом, замещающими пироксен, и баритом. Хлоритизация и серпентинизация иногда принимает значительные масштабы, этими минералами слагается до 60% породы. В некоторых случаях серпентинизация происходит в эндоконтактных частях ксенолитов и распространяется на незначительную глубину /5-7 мм/, при этом граница ксенолита и вмещающей массы становится нечеткой; создается впечатле-

ние растворения первого в ультраосновном веществе.

Экзоконтактовые метасоматиты массива г. Попутной. В истоках руч. Дальнего вскрывается мощная зона взаимодействия ультрабазитов массива и эффузивно-пирокластических пород валагинской серии. На схематическом разрезе /рис. 3/ видно, что метасоматически измененные вулканы кровли лакколита пронизаны серией субгоризонтальных тел, периферические части которых представлены пироксенитами, а центр, как обычно, слагается аподунитовыми серпентинитами. Моноклинный пироксен этих тел - диопсид-авгит с показателями преломления: $N_g = 1,716$, $N_p = 1,678$, $N_g - N_p = 0,038$. Характерна микробрекчиевая текстура пироксенитов, причем S-образные изгибы плоскостей спайности отдельных монокристаллов свидетельствуют о генезисе этих своеобразных эруптивных брекчий в полупластическом состоянии. Пироксениты, расположенные непосредственно выше массива, содержат многочисленные мелкие инъекции аподунитовых серпентинитов.

Заключенные между sillами гипербазитов блоки вмещающих пород преобразованы в крупнокристаллический агрегат пренита и диопсид-авгита, количественные соотношения между которыми варьируют в самых широких пределах. Текстура метасоматитов атакситовая, полосчатая, структура гетеробластовая. Участками пироксен замещается коричневой роговой обманкой, актинолитом и хлоритом. В некоторых шлифах наблюдаются реакционные взаимоотношения роговой обманки и пренита. Среди агрегатов последнего изредка встречаются мелкие незамещенные участки первичной основной массы базальтов с ин-

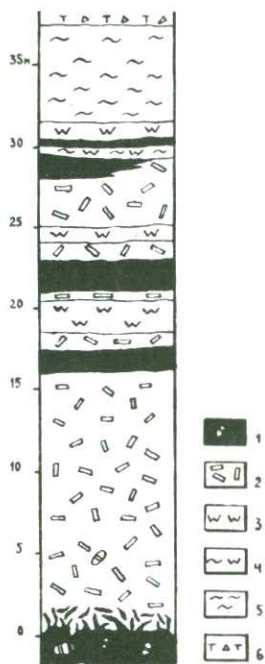


Рис. 3. Разрез кровли гипербазитового массива г. Попутной. 1.Перидотиты и дуниты с ксенолитами. 2.Пироксениты. 3.Пироксен-пренитовые родингиты. 4.Амфибол-альбит-пироксеновые родингиты. 5.Амфиболизированные породы. 6.Туфы основного состава.

терсертальной структурой. В кровле зоны измененных пород вулканыты замещены агрегатом коричневой роговой обманки и альбита с незначительным количеством кристалликов новообразованного клинопироксена; выше появляются актинолит-альбит-пренитовые метасоматиты. Реликтовые вкрапленники моноклинного пироксена замещены актинолитом, по плагиоклазу развиваются уралит, альбит, пренит, по основной массе - уралит, хлорит и железистый монтмориллонит.

Как видно из описания, метасоматическая зональность в кровле массива г.Попутной в целом совпадает с зональностью, установленной для других массивов альпинотипных гипербазитов (2I,50). В лежащем боку описываемого лакколита встре-

чена еще одна разновидность контактовых метасоматически измененных пород - эпидозиты. Особенности петрографии и химического состава этих образований не изучались.

Ксенолиты Кротонского массива. Контактково - метаморфизованные породы массива остались практически не изученными вследствие их плохой обнаженности. Набор родингитизированных пород в ксенолитах охарактеризован выше: амфиболовые гнейсы, гнейсовидные габбро-амфиболиты, амфиболизированные габбро, базальты, туфы и кремни кумрочской серии.

Разрез зоны контактово-метасоматических изменений, установленный на большом количестве частных разрезов по ксенолитам, имеет следующее строение. При движении от контакта вглубь ксенолита выделяются зоны: 1. оливин-пироксеновая /мощность до 5 см/; 2. гранат-пироксен-везувиановая /10-20 см/; 3. амфибол-хлорит-пренитовая /50-70 см/; 4. далее начинается зона амфиболизации пород ксенолитов.

Минералогический состав пород этих зон подвержен весьма существенным колебаниям за счет резких изменений содержания первичных и вторичных метасоматических и метаморфических ассоциаций. Наименее измененная вторичными процессами порода первой зоны состоит из диопсид-авгитом /40-45%/ и наполовину серпентинизированным оливином. Характерны ксеноморфность, причудливые формы выделений этих минералов. В интерстициях между ними незначительное количество изотропного, участками слабодвупреломляющего хлорита /?/, в котором наблюдаются мелкие выделения волластонита, группирующиеся в закономерные полосы, подчеркивающие реликтовую спайность

более ранних минералов /возможно, плагиоклазов/.

Во второй зоне преобладают везувиан-пироксеновые и гранат-амфиболовые разности. Первая слагается моноклинным пироксеном /50-80%/ и везувианом /до 40%/. Акцессории: сфен, апатит. Клинопироксен иногда встречается в виде короткошестоватых лучистых агрегатов, но чаще образует тонкие до крип-токристаллических скопления, в которых находятся соразмерные выделения везувиана. Распределение пироксена по площади шлифа неравномерно: полосчатое и пятнистое. Широко представлены вторично-метаморфические минералы - хлорит, пектолит, цеолиты, карбонат.

Гранат-амфиболовые родингиты состоят из амфибола /30-40%/, гидрогроссуляра /30-35%/, биотита /до 5%/ и вторично-метаморфических пренита и цеолитов. Присутствуют три генерации амфиболов. В центральных частях крупных зерен иногда сохраняются реликты коричневой и бурой роговой обманки, с которой ассоциируют апатит, сфен и единичные зерна ортита с плеохроичными двориками. Бурая роговая обманка замещается актинолитом, по которому в свою очередь развивается волокнистый бесцветный амфибол. Мелкокристаллические агрегаты граната образуют скопления, в некоторых случаях сохраняющие призматическую форму исходных минералов неопределимого состава.

Родингиты следующей - амфибол-пренит-хлоритовой зоны слагаются указанными минералами в соотношениях 2:4:1. Отмечены реликты граната /до 8%/, иногда встречается пекто-

лит /до 20%/. Акцессории – сфен, биотит, апатит, рудные. Амфибол светло-зеленый, его удлиненные кристаллы имеют крайне неровные, иззубренные ограничения. Чрезвычайно редко в нем сохраняются реликты моноклинного пироксена, а сам он интенсивно хлоритизируется. Гранат находится в виде скопленных мелких зерен и обычно замещается хлоритом. Пренит и пектолит встречаются не повсеместно, развиваются как по основной массе, так и по трещинкам.

Если в метасоматитах описанных выше зон реликты первичных структур обнаруживаются с трудом, то в зоне амфиболитизации исходных пород структура практически не изменена. Преобразования заключаются в интенсивной сосюритизации и пренитизации плагиоклазов и амфиболитизации темноцветов. Наиболее обычными среди вторичных минералов являются пренит, затем следуют хлорит, актинолит, эпидот, гидрогранат. Последний концентрируется внутри мелкочешуйчатых скоплений пренита.

Особенности химизма метасоматических пород. Кальциевый характер метасоматических процессов, протекающих на границе ультраосновных пород и включений /или вмещающих образований/, устанавливаемый петрографически, однозначно подтверждается данными химических анализов /табл. I/. На примере детального разреза /рис. 4/ видно, что зона насыщения кальцием имеет ширину более 30 см. В 10–20 см от контакта кальциевый метасоматоз наиболее интенсивный, а у контакта содержание этого окисла падает. Здесь же увеличиваются концентрации магния и кристаллизационной воды – за счет серпен-

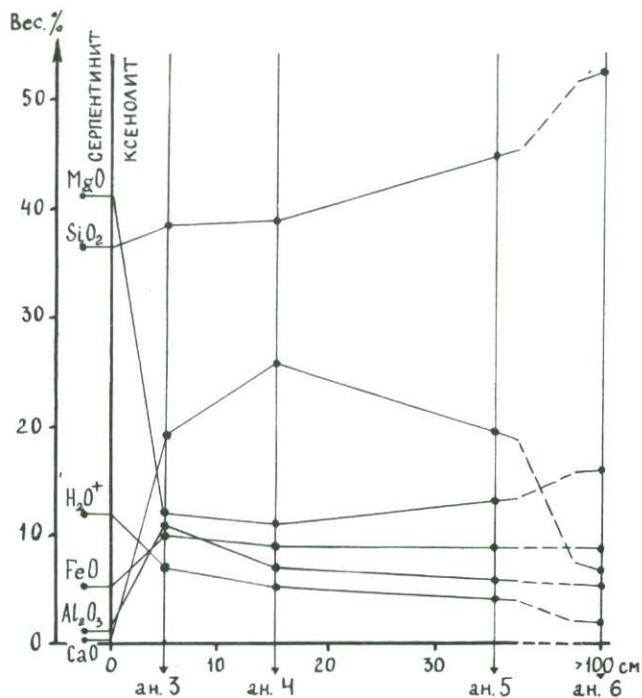


Рис. 4. Изменение содержания основных породообразующих окислов в ксенолите габбро-амфиболитов в зависимости от расстояния от контакта с вмещающими ультраосновными породами. Анализы см. табл. I.

тинизации новообразованного оливина.

Условия формирования родингитов. Для понимания генезиса родингитов важно, что слагающие их минералы разделяются на две группы. К первой относятся безводные минералы: оливин, клинопироксен, волластонит, возможно, гранат. Вторая группа объединяет относительно низкотемпературные гидроксилсодержащие минералы – гидрогроссуляр, везувиян, роговые обманки, амфиболы, хлорит, серпентин, пренит, пектолит,

цеолиты. Очевидно, эти группы своим возникновением обязаны разным процессам. Если новообразования второго типа связаны с "обводнением" ультраосновных пород – серпентинизацией, то формирование минералов первой группы происходило в высокотемпературных условиях. Закономерно ли их появление? Ответ на этот вопрос попытаемся получить, анализируя термические условия образования, прежде всего, толщи ультраосновных вулканитов.

Установлено (43), что по структурным особенностям выделяются разности меймечитов от стекловатых, содержащих фенокристаллы только оливина – Fo= 89–92 (рис. 5 А), до почти полнокристаллических, состоящих из идиоморфных кристаллов оливина /42–61%/, призматических вкрапленников моноклинного пироксена – авгита /13–31%/ и девитрифицированного /серпентинизированного/ стекла с чешуйками биотита и иголочками апатита /рис.5 Г/. Первые характерны для туфов, вторые – для даек. В промежуточных между ними разностях – лавах, крупных обломках в туфах – пироксен образует выделения скелетной формы: игольчатые и лучистые агрегаты /рис. 5 Б/, коробчатые /рис.5 В/ и дендритовидные кристаллы. На основании этих наблюдений был сделан вывод, что ультраосновной расплав или пульпа¹⁾, состоящая из жидкости и кристаллов оливина, в момент излияния на дно моря обладала

1) Выпадение кристаллической фазы происходит, видимо, в промежуточном очаге, поскольку исходные ультраосновные магмы характеризуются гомогенностью или же присутствием ограниченного объема фенокристаллов (34).

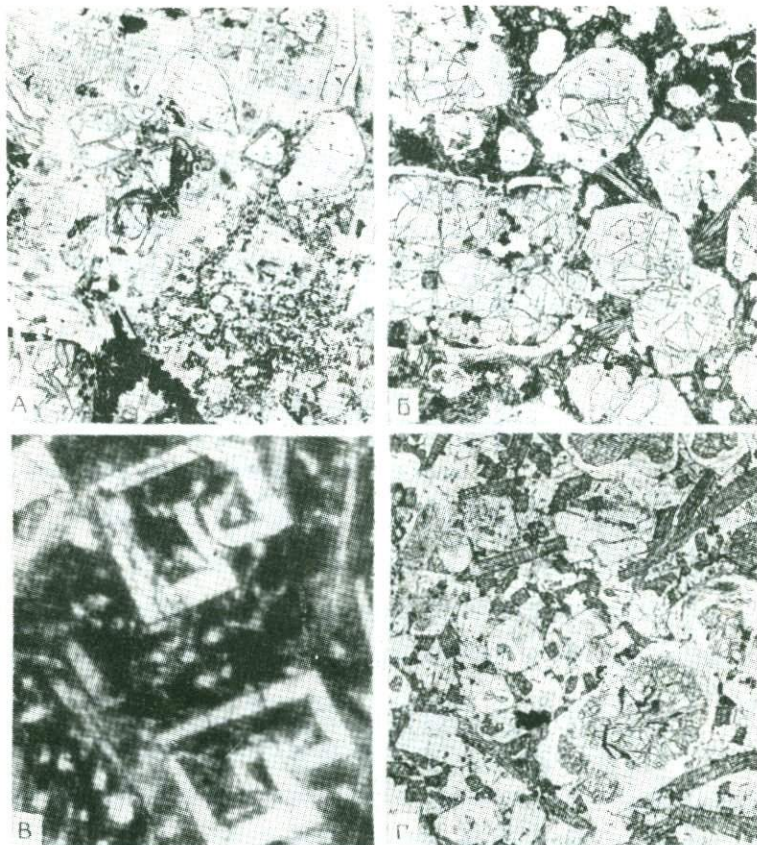


Рис. 5. Микрофотографии шлифов меймечитов. А. Кристалло-
 тролитокластический туф. Видны обломки серпентинизирован-
 ных кристаллов оливина, стекла с глобулярной структурой и
 пород с миндалекаменной текстурой. Выделения пироксена от-
 ссутствуют. Б. Лава. В интерстициях между фенокристаллами
 частично серпентинизированного оливина удлиненные и иголь-
 чатые кристаллы пироксена. В. Коробчатые кристаллы пироксе-
 на в основной массе обломка из туфов. Г. Дайка. Между фено-
 кристаллами оливина, серпентинизированного по краям, удли-
 неннопризматические выделения пироксена. А, Б, Г - ув. 20, при
 одном николе; В - ув. 80, николи + .

Таблица I

Химические составы родингитов Восточной Камчатки

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ ОБР.	158/40	158/55	3565/6	3798/4	3798/3	3798/2	986/4	986/6	3765/7	3042/1
SiO ₂	43,12	44,08	52,48	44,43	38,57	38,70	47,94	43,63	37,69	38,78
TiO ₂	0,58	0,26	0,58	1,12	0,71	0,72	0,74	0,72	0,49	0,26
Al ₂ O ₃	10,13	16,98	16,10	12,99	11,23	12,20	16,17	16,15	13,51	12,43
Fe ₂ O ₃	1,34	1,38	2,59	1,38	2,13	1,36	1,69	2,03	2,36	4,89
FeO	6,59	2,44	7,63	7,99	7,07	8,52	6,64	5,80	5,98	3,89
MnO	0,14	0,07	0,15	0,15	0,13	0,26	0,16	0,20	0,14	0,18
MgO	11,13	8,19	5,36	5,93	7,14	10,42	7,04	8,23	4,21	7,28
CaO	22,88	22,00	6,78	19,40	26,02	19,29	10,91	17,94	28,70	27,55
Na ₂ O	0,27	1,07	4,59	1,45	0,21	0,15	3,36	1,19	1,70	1,70
K ₂ O	0,15	0,25	0,96	0,25	0,23	0,12	1,29	0,25	0,20	0,30
P ₂ O ₅	0,18	0,03	0,14	0,21	0,06	0,12	0,20	0,22	0,11	0,25
H ₂ O ⁴	3,13	2,75	2,05	4,30	5,30	7,15	3,33	3,28	4,64	2,51
n.n.n.	0,30	0,04	-	0,07	0,29	0,24	0,11	-	0,64	0,35
Сумма	99,94	99,55	99,41	100,13	99,66	100,09	99,58	99,64	100,07	100,44

Примечания к табл. I. 1-2. Пироксен-пренитовая порода, кровля массива г. Попутной. 3-10. Ксенолиты Кротонского массива. 3-6. Разрез через ксенолит роговообманкового габбро: 3. амфиболизированное габбро; 4. измененное габбро, в 35 см от контакта; 5. родингит, в 15 см от контакта; 6. то же, в 5 см от контакта. 7. Неизменный пироксеновый базальт, в 1 м от контакта, 8. Родингитизированный базальт, в 10-15 см от контакта. 9. Родингит по габбро. 10. Родингит по базальту.

Анализ 1-6 выполнены в хим. лаборатории Камч. ТГУ, 7-10 - в хим. лаборатории ВИМС.

высокой температурой, превышающей температуру начала кристаллизации моноклинного пироксена.

Появление различных форм выделений пироксенов зависит от объема застывающего вещества и, соответственно, времени его кристаллизации. В процессе этого застывания *in situ* рост кристаллов оливина продолжается, о чем свидетельствуют данные по их гранулометрии в центре и на периферии "подушек" и "жгутов" ультраосновных лав. В центральных частях лавовых тел размеры кристаллов оливина увеличены - максимально до 3-3,5 см, преобладают 3-3,5 x 4-7 мм, тогда как в периферических частях чаще встречается фракция 1-2 мм.

Основываясь на экспериментальных данных можно в первом приближении оценить температуру изливавшегося ультраосновного расплава. Так, гомогенизация включений расплавов в оливинах меймечитов Гулинского комплекса завершается при 1450°C /2,9/. Эксперименты по плавлению этих же пород показали, что заметное количество расплава /до 40%/ в ассоциации с оливином, содержащим около 10% Fe, достигается при

температуре выше 1600°C /9/. Примерно в тех же границах /1300–1800 $^{\circ}\text{C}$ / устанавливается температура кристаллизации оливина в коматитах /55,59/ и некоторых гипербазитовых массивах /3,4,6,38,53/.

Температура кристаллизации клинопироксенов охватывает интервал 1170–1230 $^{\circ}\text{C}$, максимально до 1300 $^{\circ}\text{C}$ /2,35/. По-видимому, процессы формирования высокотемпературных минеральных ассоциаций родингитов идут до окончания кристаллизации клинопироксенов, то-есть в стадию существования ультраосновного расплава. Можно предполагать далее, что возникновение более позднего парагенеза клинопироксен-гранат при температурах 800–900 $^{\circ}\text{C}$ (50) отмечает развитие метасоматических процессов при застывании ультраосновного вещества уже в твердом виде.

Доказано, что присутствие летучих, прежде всего воды, значительно снижает температуру кристаллизации ультраосновных магм /54/. Однако рядом авторов высказываются сомнения по поводу существования природных водонасыщенных перидотитовых расплавов /19/. Так что весьма вероятно, что концентрация свободной H_2O в исходных ультрабазитовых жидкостях Восточной Камчатки была незначительной и не оказывала влияния на температуры образования пород. На это косвенно указывает аллометаморфический характер серпентинизации гипербазитов, ее связь с последующей интрузивной деятельностью и тектоническими движениями. Как было показано выше, в случае отсутствия базитовых интрузий, прорывающих гипербазитовые массивы, в последних наблюдаются несерпентинизирован-

ные "ядра" /массивы гг. Солдатской, Попутной/. Примером
иных соотношений могут служить Кротонский массив и интрузия
г. Останец /39/, вмещающие многочисленные дайки и мелкие
тела габброидов и диоритов; свежие разности перидотитов
и дунитов здесь отсутствуют.

Таким образом, формирование высокотемпературной минеральной ассоциации родингитов происходило в условиях существования ультраосновного "сухого" расплава и обусловлено, по-видимому, процессами термодиффузии, развивающимися в зонах высокого температурного градиента на границе силикатной жидкости и более холодных включений /или вмещающих пород/. Появление низкотемпературных гидроксилсодержащих минералов совпадает с массовой серпентинизацией гипербазитов, температурные условия которой ограничены, по разным авторам, 200–500°C. Поскольку зачастую в это время уничтожаются следы более ранних высокотемпературных минеральных ассоциаций /50/, родингитизация и серпентинизация рассматриваются многими исследователями как комплементарные метасоматические процессы /52, 58/ при определяющей роли последней. Однако как мы видели, ограничение условий образования родингитов приводит к неверным представлениям о генезисе не только этих пород, но и гипербазитов вообще.

Некоторые петрохимические особенности магматических пород офиолитового комплекса в связи с их генезисом. Анализ петрохимических особенностей и генетических связей всех членов офиолитового сообщества – задача самостоятельных иссле-

дований. Здесь мы затронем этот вопрос по возможности кратко, не вдаваясь в обсуждение петрологических и геотектонических моделей.

Петрохимия офиолитового комплекса восточных хребтов Камчатки и о. Карагинского рассматривается на основании более чем 250 полных силикатных анализов (табл. 2), сделанных главным образом из проб, отобранных автором совместно с А.Г.Цикуновым и Б.И.Слядневым /Камч. ТГУ/. Средние значения химических составов вулканических и интрузивных пород¹⁾ по опорным районам приведены в табл. 3.

При анализе особенностей химизма магматических образований о. Карагинского, хр. Кумроч и Валагинского, принадлежащих единой структурно-фациальной зоне /12,33,46/, прежде всего бросается в глаза продольная неоднородность их составов /табл. 3/.

Базальты. Кремнекислотность и суммарная щелочность этой группы пород варьирует несущественно. На этом фоне происходит увеличение меланократовости и калиевой щелочности на юг: Na_2O/K_2O от о. Карагинского к Валагинскому хр. последовательно уменьшается: 4,77-2,41-1,53. В том же направлении происходит увеличение содержания MgO , что отражается в уменьшении F : 46,2-43,0-39,6. Направленность изменений в содержаниях других окислов отображена на таблице 3.

1) Для их расчета дополнительно были использованы материалы (1, 29, 32, 40, 49) и неопубликованные данные Б.К.Долматова и С.А.Мельниковой по о. Карагинскому.

Таблица 2

Химические составы магматических пород офиолитового комплекса
Восточной Камчатки

	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	3263/2I	3273	3265/6a	3265/II	1266/16	3266/20	3266/36	3267/40	3267/42	3267/52
SiO ₂	50.34	51.00	46.50	50.03	54.44	49.72	47.70	47.43	45.76	50.12
TiO ₂	0.82	0.79	0.55	0.55	0.65	0.50	0.74	0.66	0.97	0.86
Al ₂ O ₃	17.77	17.40	15.41	11.91	16.58	9.41	15.68	14.54	17.13	13.51
Fe ₂ O ₃	4.27	4.78	5.34	5.72	5.95	3.46	6.85	7.12	5.72	4.95
FeO	5.07	4.97	4.11	3.96	3.45	6.06	4.14	4.26	5.21	4.76
MnO	0.18	0.18	0.25	0.56	0.24	0.18	0.18	0.18	0.27	0.03
MgO	4.15	4.15	7.08	7.98	3.60	11.18	6.56	8.97	5.49	8.56
CaO	8.67	8.53	10.64	10.42	4.28	11.86	8.07	7.80	10.41	9.35
Na ₂ O	3.17	3.00	2.16	2.34	5.85	2.91	3.25	2.70	3.92	3.71
K ₂ O	2.90	2.78	1.95	2.97	2.77	0.48	2.93	2.77	0.58	0.60
P ₂ O ₅	0.32	0.32	0.21	0.19	0.26	0.22	0.34	0.27	0.17	0.23
H ₂ O ⁺	-	-	4.58	2.03	1.38	2.02	2.71	2.53	3.77	2.53
H ₂ O ⁻	-	-	0.98	0.66	0.44	0.46	0.84	0.80	0.58	0.61
CO ₂	-	-	0.14	0.38	0.58	1.10	0.16	0.34	0.26	0.22
SO ₃	0.06	0.03	-	-	-	-	-	-	-	0.07
n.n.n.	2.09	1.67	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.75	99.57	100.20	99.70	100.47	99.56	100.15	100.37	100.24	100.11

	II	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	20
	3267/54	3267/63	101/1	107/2	144/2	252/9	252/2	207/1	165	190
SiO ₂	47.69	49.83	49.98	50.30	46.35	47.10	47.36	47.47	47.60	50.42
TiO ₂	0.61	0.85	0.44	0.52	1.02	0.85	0.94	0.66	0.66	0.09
Al ₂ O ₃	12.07	15.67	14.89	16.30	15.84	11.96	13.92	10.09	11.86	13.39
Fe ₂ O ₃	6.98	4.23	2.29	5.30	2.46	4.02	2.67	3.94	3.85	4.82
FeO	3.22	4.36	5.27	3.90	7.21	3.64	7.60	7.56	7.19	5.29
MnO	0.16	0.25	0.12	0.12	0.18	0.15	0.26	0.14	0.19	0.15
MgO	9.35	6.57	10.35	6.86	6.84	11.71	7.85	11.53	11.63	8.36
CaO	13.12	8.83	8.00	8.15	7.76	9.67	9.93	11.00	9.10	6.86
Na ₂ O	1.08	4.07	2.92	3.87	4.02	2.33	3.04	1.30	2.00	2.52
K ₂ O	1.26	1.30	1.87	1.92	3.59	2.02	2.44	2.00	1.93	3.32
P ₂ O ₅	0.18	0.16	0.22	0.18	0.17	0.39	0.41	0.28	0.34	0.32
H ₂ O ⁺	2.65	2.93	-	-	3.83	2.15	2.33	-	-	-
H ₂ O ⁻	0.98	0.46	-	-	0.41	2.19	0.59	-	-	-
CO ₂	0.18	0.20	-	-	0.44	1.42	0.28	-	-	-
SO ₃	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-
n.n.n.	-	-	3.87	0.18	-	-	-	3.48	4.06	3.51
Cymma	99.53	99.71	100.13	100.38	99.76	99.57	99.62	99.45	99.22	99.67

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
	2017/1	127/1	127/5	139/8	93	83/7	356/4	330I	139	344/5
SiO ₂	51.05	39.41	41.21	39.78	40.56	43.00	38.03	40.14	42.66	39.70
TiO ₂	0.61	0.34	0.42	0.51	0.37	0.47	0.42	0.33	0.99	0.25
Al ₂ O ₃	11.56	3.71	5.48	5.22	4.47	5.12	4.44	4.14	9.92	5.78
Fe ₂ O ₃	3.04	5.38	5.25	6.30	3.97	3.48	5.09	5.62	2.41	2.57
FeO	6.21	4.09	4.23	4.64	5.18	5.87	2.65	4.88	7.76	4.77
MnO	0.11	0.17	0.17	0.26	0.14	0.13	0.14	0.12	0.14	0.14
MgO	10.32	30.50	21.94	24.41	29.96	23.99	32.39	32.16	15.95	32.22
CaO	8.33	5.53	13.77	10.35	5.72	6.98	3.64	3.64	8.90	5.29
Na ₂ O	2.73	0.20	0.20	0.29	0.28	0.28	0.07	0.24	5.00	0.34
K ₂ O	2.13	0.23	0.19	0.55	0.54	2.56	0.08	0.20	1.35	0.46
P ₂ O ₅	0.22	0.16	0.28	0.32	0.22	0.34	0.27	0.15	0.21	0.18
H ₂ O ⁺	-	8.51	5.72	6.65	-	-	10.88	7.30	1.82	7.68
H ₂ O ⁻	-	1.16	0.60	1.02	-	-	1.58	0.70	0.62	0.42
CO ₂	-	0.40	0.12	n/o	-	-	n/o	0.22	0.30	n/o
SO ₃	-	-	-	-	0.03	0.28	-	0.03	0.08	-
n.n.n.	3.17	-	-	-	8.80	7.05	-	-	1.67	-
Cyuma	99.48	99.79	99.58	100.30	100.21	99.55	99.68	99.87	99.78	99.80

217

	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	348	358/2	357/6	179	679	531	649	165/2	102	165/4
SiO ₂	39.77	40.41	41.89	36.56	36.58	37.60	38.65	42.84	43.29	43.74
TiO ₂	0.34	0.34	0.85	0.1	н/о	н/о	0.04	0.08	сл.	н/о
Al ₂ O ₃	6.34	5.65	6.47	0.85	0.51	1.23	1.89	0.21	0.69	3.15
Fe ₂ O ₃	2.21	3.16	4.66	1.86	2.11	3.93	3.37	1.23	1.26	н/о
FeO	5.72	4.74	5.37	4.63	5.14	4.36	3.87	7.87	6.39	7.69
MnO	0.14	0.14	0.21	0.10	0.13	0.12	0.14	0.28	0.16	0.14
MgO	30.21	31.12	26.26	44.46	46.42	39.26	39.76	44.02	45.38	42.02
CaO	6.02	5.27	7.76	н/о	0.61	1.47	2.03	1.84	1.14	2.62
Na ₂ O	0.54	0.47	1.05	0.03	сл	сл.	0.05	0.15	сл.	0.10
K ₂ O	0.53	0.52	0.66	0.03	сл	сл.	0.04	0.17	сл	0.14
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.32	н/о	0.06	0.05	0.01	0.04	0.01	0.007
H ₂ O ⁺	7.43	7.44	3.99	-	7.53	11.55	9.15	0.46	0.76	0.06
H ₂ O ⁻	0.38	0.47	0.41	-	0.62	0.92	0.93	0.27	-	0.24
CO ₂	0.12	н/о	н/о	-	н/о	н/о	0.70	0.10	н/о	0.32
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
н.н.н.	-	-	-	11.26	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.86	99.91	99.90	99.71	99.71	100.49	100.63	99.56	99.02	100.22

	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50
	I54/2	I/I	3908/I	I236	I428/I0	3046	I443/38	I/2	3066	3999
SiO ₂	50.32	47.35	48.15	48.44	48.44	48.52	48.57	48.82	49.30	50.61
TiO ₂	0.17	0.79	0.83	0.51	0.63	0.94	0.57	0.55	0.64	0.77
Al ₂ O ₃	1.30	16.87	20.88	12.88	17.64	16.29	14.55	14.77	15.90	14.88
Fe ₂ O ₃	1.80	5.02	4.97	6.74	5.13	3.79	5.42	4.08	5.34	1.59
FeO	3.24	4.61	1.39	3.46	4.24	5.21	4.83	5.53	4.27	6.04
MnO	0.18	0.22	0.09	0.13	0.20	0.17	0.22	0.20	0.15	0.17
MgO	20.55	5.32	3.45	9.02	6.87	6.90	9.10	8.18	5.24	9.84
CaO	19.35	9.25	8.64	9.64	9.64	11.36	12.59	12.90	6.34	6.22
Na ₂ O	0.34	3.41	3.73	3.19	2.97	2.90	2.56	0.63	5.93	2.97
K ₂ O	0.16	1.69	1.69	1.18	0.74	0.71	0.31	2.59	0.73	2.16
P ₂ O ₅	0.04	0.28	0.40	0.15	0.29	0.12	0.07	0.10	0.14	0.11
H ₂ O ⁺	2.13	2.75	2.68	1.71	2.45	1.96	1.18	0.43	5.45	3.54
H ₂ O ⁻	0.44	0.94	1.34	2.22	-	0.32	-	1.21	-	0.67
CO ₂	H/o	1.35	1.74	0.73	0.30	0.70	0.10	0.20	0.66	0.09
SO ₃	-	0.06	0.05	0.01	0.10	-	0.02	0.18	-	-
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cymma	100.02	99.91	100.03	100.01	99.64	99.89	100.09	100.37	100.09	99.66

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
	I429/2	3447/I	3447/2	33I2	3836/I	3836/2	4I7I/9a	367I/2	3645/7	3872/2
SiO ₂	5I.72	52.06	52.85	40.78	43.58	47.58	47.9I	48.II	48.76	49.02
TiO ₂	0.64	0.52	0.82	0.62	0.9I	0.79	0.45	0.56	0.55	0.88
Al ₂ O ₃	I7.20	I8.39	I8.I6	I5.62	I4.96	I4.79	I6.64	I6.I7	I7.73	I7.72
Fe ₂ O ₃	5.22	4.65	4.6I	4.67	5.75	6.22	5.59	3.87	5.3I	3.25
FeO	3.27	3.I4	3.II	2.37	2.98	3.05	3.56	5.20	3.84	4.7I
MnO	0.2I	0.II	0.I2	0.09	0.09	0.28	0.I4	0.22	0.I3	0.I3
MgO	4.98	3.29	3.29	4.27	6.55	6.6I	5.65	6.I2	7.06	6.93
CaO	8.56	5.38	5.48	I6.94	I3.35	II.I6	8.97	II.I9	8.62	8.80
Na ₂ O ₃	3.9I	3.96	3.73	2.64	2.28	2.53	4.23	3.65	2.89	2.52
K ₂ O	2.0I	3.44	3.40	I.06	I.04	I.38	0.94	0.60	0.6I	I.20
P ₂ O ₅	0.30	0.5I	0.53	0.30	0.28	0.60	0.23	0.I6	0.I2	0.28
H ₂ O ⁺	I.40	3.0I	2.79	3.04	3.69	2.I8	4.I4	2.22	3.8I	2.33
H ₂ O ⁻	-	0.93	0.87	I.I8	2.I6	2.I5	I.05	-	0.II	I.83
CO ₂	0.70	0.3I	0.23	6.32	2.33	I.05	0.09	2.05	0.04	0.I3
SO ₃	-	-	-	0.07	0.06	-	0.I8	0.07	0.0I	0.05
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	I00.I2	99.70	99.69	99.97	I00,0I	I00.37	I00.07	I00.I9	99.59	99.78

	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
	4171/27	3641/8	2599	3671/3	3649/2	820/10	3650/5	3650/11	3658/4	3643/8
SiO ₂	51.72	48.24	45.77	48.34	48.55	49.95	42.68	44.30	50.95	49.78
TiO ₂	0.43	0.57	0.57	0.48	0.55	0.42	0.45	0.24	0.50	0.61
Al ₂ O ₃	15.32	19.80	12.44	11.20	12.76	12.96	10.41	7.37	20.71	19.15
Fe ₂ O ₃	4.10	3.40	6.62	4.30	7.23	3.80	6.26	3.46	6.52	4.32
FeO	4.03	4.21	3.13	4.44	3.25	3.06	3.85	5.42	2.35	3.03
MnO	0.13	0.14	0.11	0.18	0.20	0.15	0.19	0.16	0.13	0.22
MgO	7.08	6.85	7.90	10.78	9.84	7.78	11.35	23.33	2.36	5.50
CaO	9.53	9.90	11.66	13.56	11.32	13.75	14.36	9.50	10.45	9.02
Na ₂ O	2.28	1.98	1.96	2.76	2.27	3.21	1.12	0.38	3.20	3.30
K ₂ O	0.90	0.60	1.10	0.65	0.75	0.64	0.65	0.20	0.78	0.95
P ₂ O ₅ ⁺	0.19	0.27	0.24	0.10	0.15	0.11	0.18	0.09	0.10	0.26
H ₂ O ⁺	1.91	2.29	4.08	2.06	2.95	1.76	3.11	5.50	1.15	2.65
H ₂ O ⁻	2.31	-	2.56	-	-	-	1.80	0.08	-	-
CO ₂	0.01	0.11	1.83	0.64	0.16	2.34	3.55	0.06	0.56	1.03
SO ₃	0.38	-	-	0.07	-	0.01	-	0.14	0.05	0.01
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.33	99.61	99.97	99.56	99.98	99.92	99.96	100.23	99.81	99.83

	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
	1429/2	3447/1	3447/2	3312	3836/1	3836/2	4171/9a	3671/2	3645/7	3372/2
SiO ₂	51.72	52.06	52.85	40.78	43.58	47.58	47.91	48.11	48.76	49.02
TiO ₂	0.64	0.52	0.82	0.62	0.91	0.79	0.45	0.56	0.55	0.88
Al ₂ O ₃	17.20	18.39	18.16	15.62	14.96	14.79	16.64	16.17	17.73	17.72
Fe ₂ O ₃	5.22	4.65	4.61	4.67	5.75	6.22	5.59	3.87	5.31	3.25
FeO	3.27	3.14	3.11	2.37	2.98	3.05	3.56	5.20	3.84	4.71
MnO	0.21	0.11	0.12	0.09	0.09	0.28	0.14	0.22	0.13	0.13
MgO	4.98	3.29	3.29	4.27	6.55	6.61	5.65	6.12	7.06	6.93
CaO	8.56	5.38	5.48	16.94	13.35	11.16	8.97	11.19	8.62	8.80
Na ₂ O ₃	3.91	3.96	3.73	2.64	2.28	2.53	4.23	3.65	2.89	2.52
K ₂ O	2.01	3.44	3.40	1.06	1.04	1.38	0.94	0.60	0.61	1.20
P ₂ O ₅	0.30	0.51	0.53	0.30	0.28	0.60	0.23	0.16	0.12	0.28
H ₂ O ⁺	1.40	3.01	2.79	3.04	3.69	2.18	4.14	2.22	3.81	2.33
H ₂ O ⁻	-	0.93	0.87	1.18	2.16	2.15	1.05	-	0.11	1.83
CO ₂	0.70	0.31	0.23	6.32	2.33	1.05	0.09	2.05	0.04	0.13
SO ₃	-	-	-	0.07	0.06	-	0.18	0.07	0.01	0.05
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.12	99.70	99.69	99.97	100.01	100.37	100.07	100.19	99.59	99.78

220

	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
	4171/27	3641/8	2599	3671/3	3649/2	820/10	3650/5	3650/11	3658/4	3643/8
SiO ₂	51.72	48.24	45.77	48.34	48.55	49.95	42.68	44.30	50.95	49.78
TiO ₂	0.43	0.57	0.57	0.48	0.55	0.42	0.45	0.24	0.50	0.61
Al ₂ O ₃	15.32	19.80	12.44	11.20	12.76	12.96	10.41	7.37	20.71	19.15
Fe ₂ O ₃	4.10	3.40	6.62	4.30	7.23	3.80	6.26	3.46	6.52	4.32
FeO	4.03	4.21	3.13	4.44	3.25	3.06	3.85	5.42	2.35	3.03
MnO	0.13	0.14	0.11	0.18	0.20	0.15	0.19	0.16	0.13	0.22
MgO	7.08	6.85	7.90	10.78	9.84	7.78	11.35	23.33	2.36	5.50
CaO	9.53	8.90	11.66	13.56	11.32	13.75	14.36	9.50	10.45	9.02
Na ₂ O	2.28	1.98	1.96	2.76	2.27	3.21	1.12	0.38	3.20	3.30
K ₂ O	0.90	0.60	1.10	0.65	0.75	0.64	0.65	0.20	0.78	0.95
P ₂ O ₅ ⁺	0.19	0.27	0.24	0.10	0.15	0.11	0.18	0.09	0.10	0.26
H ₂ O ⁺	1.91	2.29	4.08	2.06	2.95	1.76	3.11	5.50	1.15	2.65
H ₂ O ⁻	2.31	-	2.56	-	-	-	1.80	0.08	-	-
CO ₂	0.01	0.11	1.83	0.64	0.16	2.34	3.55	0.06	0.56	1.03
SO ₃	0.38	-	-	0.07	-	0.01	-	0.14	0.05	0.01
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.33	99.61	99.97	99.56	99.98	99.92	99.96	100.23	99.81	99.83

	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80
	3659/I	3624/4	3832/I	3656/3	3654/6	3638/2	4099	4099/I	I4I36	I4I9/5
SiO ₂	52.20	51.98	51.89	56.96	59.27	61.51	47.19	48.57	50.14	49.22
TiO ₂	0.72	0.67	0.68	0.62	0.80	0.52	0.63	0.39	0.64	0.41
Al ₂ O ₃	18.91	19.76	19.36	15.97	17.63	17.51	17.94	18.21	17.19	14.00
Fe ₂ O ₃	4.68	4.15	3.31	4.07	3.90	2.75	5.17	5.47	5.69	6.35
FeO	3.69	3.56	3.63	3.65	1.63	2.88	4.22	3.30	3.80	3.87
MnO	0.14	0.15	0.18	0.19	0.07	0.13	0.14	0.11	0.14	0.20
MgO	3.33	4.22	3.81	2.80	1.13	2.06	6.15	5.22	6.82	7.00
CaO	9.39	7.82	8.69	6.37	7.76	6.19	9.59	8.52	8.74	11.05
Na ₂ O	3.10	3.47	2.84	3.60	4.03	3.80	3.06	3.06	2.71	2.73
K ₂ O	0.86	1.46	2.00	1.52	1.10	1.40	1.38	1.20	0.66	2.58
P ₂ O ₅	0.22	0.25	0.60	0.17	0.14	0.10	0.35	0.36	0.16	0.26
H ₂ O ⁺	2.46	2.60	1.07	3.62	1.44	1.57	3.37	4.04	2.96	1.45
H ₂ O ⁻	-	-	1.53	-	-	-	0.79	1.35	-	-
CO ₂	n/o	0.23	0.09	0.21	1.60	n/o	n/o	0.09	0.15	0.61
SO ₃	0.01	0.06	-	0.10	-	-	-	0.11	0.07	0.01
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cymna	99.89	100.38	99.68	99.85	100.00	100.42	99.98	100.00	99.87	99.73

222

	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
	412I	3805/2	3805/I	3509/2	3549/I	3590/I	3034	350I/8	3508/3	3508/2
SiO ₂	50.27	51.70	53.01	53.04	53.16	54.78	55.78	56.18	56.50	56.84
TiO ₂	0.35	0.52	0.46	0.10	0.08	н/о	н/о	0.27	н/о	0.05
Al ₂ O ₃	17.70	16.79	15.04	0.31	0.57	н/о	1.89	0.60	0.77	0.55
Fe ₂ O ₃	4.64	4.40	4.47	3.49	4.75	2.99	5.02	5.35	3.52	3.87
FeO	3.15	4.45	3.05	2.56	2.95	2.30	2.30	2.16	5.73	3.76
MnO	0.13	0.15	0.10	0.08	0.11	0.07	0.06	н/о	н/о	н/о
MgO	5.26	4.82	4.23	42.87	42.90	43.67	36.41	39.39	39.81	41.12
CaO	8.24	5.27	5.55	н/о	0.30	0.60	3.67	0.45	0.49	с.л.
Na ₂ O	2.45	5.99	3.47	0.04	0.03	0.12	0.44	0.06	0.03	0.04
K ₂ O	1.55	1.44	2.26	0.04	0.04	0.14	0.07	0.05	с.л.	0.03
P ₂ O ₅	0.33	0.39	0.30	0.21	0.21	0.11	0.20	0.19	0.19	0.14
H ₂ O ⁺	4.32	3.68	5.50	15.24	13.98	13.95	13.54	-	-	12.36
H ₂ O ⁻	1.66	0.65	2.36	1.34	0.78	1.10	1.16	-	-	0.84
CO ₂	0.06	0.14	0.06	0.42	0.76	н/о	н/о	-	-	н/о
SO ₃	0.16	-	0.16	-	-	-	-	-	-	-
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	15.21	12.99	-
Сумма	100,27	100,39	100,12	99,78	100,58	99,83	100,54	99,91	99,67	99,71

	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
	2543	3033/2	999/1	3507/5	563/12	498	3617	3546/5	3546/4	3026/1
SiO ₂	37.90	37.22	38.20	39.06	39.58	40.94	41.72	44.58	45.60	47.71
TiO ₂	н/о	н/о	0.08	0.05	0.10	0.08	0.19	0.19	0.18	0.10
Al ₂ O ₃	0.72	1.92	0.47	0.65	1.85	3.25	2.15	1.73	2.43	2.51
Fe ₂ O ₃	4.74	0.81	5.34	2.45	3.39	1.89	5.28	3.60	7.45	2.12
FeO	2.87	6.29	2.58	3.19	4.68	4.50	4.63	3.96	0.17	4.57
MnO	0.13	0.12	0.07	0.06	0.09	0.10	0.18	0.17	0.15	0.12
MgO	36.54	37.52	38.72	41.55	38.76	38.50	28.34	27.19	22.46	21.89
CaO	1.71	1.46	0.61	н/о	1.40	1.33	9.95	13.51	15.88	15.55
Na ₂ O	0.18	0.27	0.03	н/о	0.12	0.04	0.09	0.10	0.49	0.48
K ₂ O	0.15	0.06	0.04	н/о	0.05	0.01	0.03	0.04	0.17	0.20
P ₂ O ₅ ⁺	0.04	0.15	0.25	0.13	0.03	0.04	0.19	0.14	0.21	0.09
H ₂ O ⁺	13.17	13.87	12.27	12.53	8.77	8.52	6.72	4.74	3.42	3.58
H ₂ O	1.40	-	0.78	0.80	0.80	0.50	0.58	0.56	1.05	0.46
CO ₂	н/о	н/о	н/о	н/о	0.11	0.21	н/о	н/о	н/о	н/о
SO ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
n.n.n.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.54	99.69	99.44	100.47	99.73	99.91	100.05	100.51	99.66	99.08

Примечания к таблице 2. I-15. Базальты верхней части разреза валагинской серии /попутновская свита/, хр. Валагинский, верховья руч. Дальнего /ан. I и 15 - пироксен-роговообманковые базальты подошвы и кровли свиты соответственно, остальные-оливин-пироксеновые разности/. 16-21. Оливин-пироксеновые базальты попутновской свиты хр. Тумрок, верховья р. Пр. Толбачик. 22-33. Меймечиты хр. Валагинского: 22-23 - "жгутовые" лавы, адро и корка соответственно, водораздел рек Перевальная и I-ая Перевальная, 24-26 - обломки в агломератовых туфах /24 - руч. Алешка, 25-26 - руч. Узкий/, 27 - кристаллолитовитрокластический туф, истоки руч. Озерного, 28-33 - дайки /28 - оливин-клинопироксеновый меймечит, г. Хребтовая, 29 - оливин-двушироксеновый меймечит, руч. Алешка, 30-33 - оливин-клинопироксен-амфибол-биотитовые меймечиты, басс. руч. Озерного/. 34-41. Гипербазиты массива г. Попутной (34-35 - аподунитовые серпентиниты, 36-37 - апогарцбургитовые серпентиниты, 38-40 - оливиновые ангит-содержащие гарцбургиты, 41 - пироксенит). 42-83. Вулканические породы кумрочской серии, северная часть хр. Кумроч. 42-53. Уколкинская свита: 42,47-49 - пироксеновый базальт, верховья р. Ольховой, 43 - плагиобазальт, басс. р. Пр. Алтын, 44 - оливиновый базальт, р.Уколка, 45 - пироксеновый базальт, там же, 46 - афировый базальт, р. Ср. Уколка, 50 - оливин-пироксеновый базальт, р. Камаринская, 51 - роговообманково-пироксеновый базальт, р. Уколка, 52 - пироксен-плагноклазовый базальт, басс. р. Ольховой, 53 - андезит-базальт, там же. 54-76. Алтнская свита: 54-61 - пироксен-плагноклазовые базальты /54-56 - верховье р. Пр.Ветловая, 57,61 - руч. Заметный, 58 - р.Луговая, 59 - р. Бешка, 60 - истоки р. Лев. Ветловая/, 62 - роговообманковый базальт, р. Бешка, 63-66 - оливиновые базальты /63,66 - р. Бешка, 64-65 - р. Луговая/,67-68 - дайки пикритов, р. Луговая, 69-73 - мегаплагнофировые базальты /69,71 - г. Седловая, 70 - р. Бешка, 72 - р. Ольховая, 73 - истоки р. Пр. Ветловая/, 74-76 - андезиты /74 - р. Бешка, 75-76 - р. Луговая/, 77-79. Остриковская свита, ба-

зальты, руч. Кумроч. 80-83. Лотонская свита, трахибазальты, истоки р. Уколки. 84-100. Ультраосновные породы Кротонского массива /84-86, 90 - аподунитовые серпентиниты, 87-89, 91-96 - апогарпбургитовые серпентиниты, 97-100 - пироксениты/. Коллекции: I-15, 34-41 - автора и А.Г.Цикунова, I6-I7, 22-33 - автора, I8-21 - В.М.Гундобина, 42-100 - автора и Б.И. Следнева. Хим. лаборатории: I-I7, 22-33 - ГИН АН СССР, I8-I9 - ВАГТ, 34-41, 84-100 - Ин-т вулканологии ДВНЦ АН СССР, 41-43, 45, 47, 49, 51-56, 58-61, 63, 67-68, 73, 77, 79, 81-83 - Камч.ТГУ, 44, 46, 48, 50, 57, 62, 64-66, 69-72, 74-76, 78, 80 - ВИМС.

Раннегеосинклинальные эффузивы хр. Кумроч образуют непрерывно дифференцированную серию /рис. 6/, в то время как вулканическая ассоциация о. Карагинского проявляет некоторые черты контрастности, что сказывается в появлении незначительного количества липаритов /I/. Фигуративные точки вулкаников валагинской серии образуют на диаграмме А.Н.Заварицкого два обособленных поля, отвечающих базальтам и меланократовым базальтам /до гикритов/. Кроме того отметим, что эффузивные серии хр. Кумроч и Валагинского характеризуются наличием щелочных дериватов, различающихся по параметру "b".

Габброиды. Изменения составов этой группы пород по простиранию зоны менее закономерны. С севера на юг увеличивается содержание Al_2O_3 , MgO и K_2O . Вариации концентраций других окислов отчетливых трендов не образуют. На диаграмме рис. 6 фигуративные точки пород габбро-плагиогранитной и габбро-сиенитовой формаций располагаются в виде обособленных роев, соответствующих мелано-, мезо- и лейкократовым габбро, диоритам и гранитам /включая плагиограниты, грано-

Таблица 3

Средние химические составы магматических пород офиолитового комплекса

	о. Карагинский			хр. Кумроч			хр. Валагинский				хр. Тумрок	
	1(17)	2(27)	4(14)	1(53)	2(11)	4(12)	1(36)	2(9)	3(23)	4(15)	1(17)	3(8)
SiO ₂	51,54	44,13	49,54	52,08	43,29	49,76	51,00	43,91	44,43	48,91	50,74	44,82
TiO ₂	1,15	0,17	0,78	0,71	0,08	0,92	0,76	0,05	0,38	0,72	0,66	0,28
Al ₂ O ₃	18,29	1,01	14,69	17,37	1,30	15,73	14,97	1,80	5,31	16,29	13,01	5,28
FeO ⁺	9,56	8,23	8,55	8,76	8,08	10,24	9,61	8,37	8,37	8,86	10,23	11,62
MnO	0,21	0,13	0,14	0,18	0,10	0,16	0,18	0,15	0,16	0,14	0,25	0,21
MgO	6,26	44,92	6,47	6,53	45,32	6,49	8,30	43,65	33,08	8,16	10,00	29,71
CaO	7,67	0,69	9,34	9,04	1,01	8,98	9,42	1,59	5,85	9,43	9,25	6,52
Na ₂ O	4,30	0,07	3,14	3,40	0,12	3,35	3,03	0,11	0,26	2,71	3,07	0,30
K ₂ O	0,90	0,13	0,81	1,41	0,05	0,92	1,97	0,08	0,51	1,75	2,35	0,66
P ₂ O ₅	0,33	0,04	0,10	0,27	0,16	0,18	0,25	0,04	0,19	0,29	0,31	0,15
Na ₂ O/K ₂ O	4,77	0,54	3,88	2,41	2,40	3,64	1,53	1,38	0,51	1,58	1,31	0,45
F	46,2	9,3	42,6	43,0	9,1	46,8	39,6	9,7	12,2	37,8	36,4	17,7

Примечания: FeO⁺ = 0,9Fe₂O₃+FeO; F = (FeO⁺/FeO⁺+MgO)х100 (мол.%).

1. базальты; 2. перидотиты; 3. меймечиты; 4. габброиды (в скобках—количество анализов в выборке).

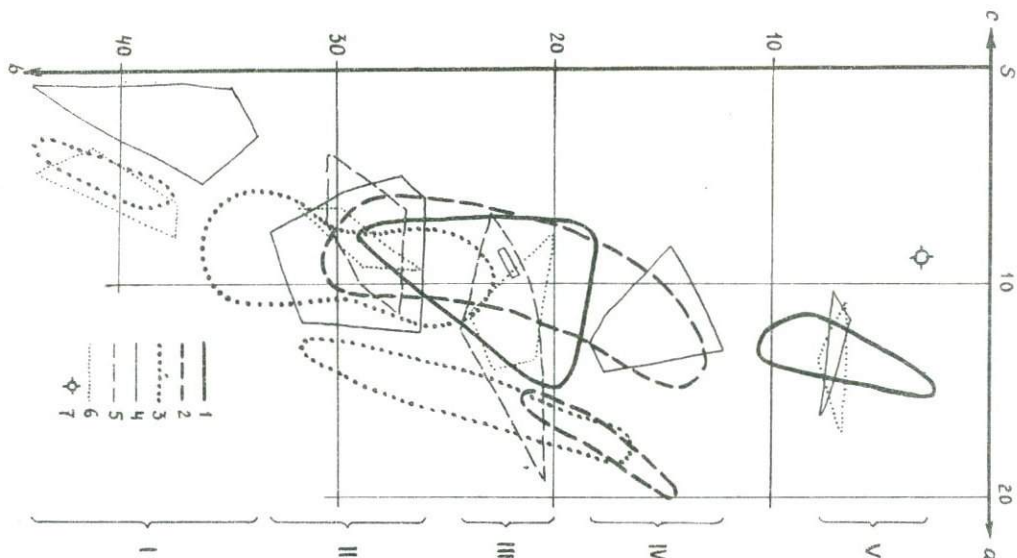


Рис. 6. Диаграмма А.Н.Заварицкого для раннегеосинклинальных вулканических и интрузивных пород восточных хребтов Камчатки и о. Карагинского. Поля фигуративных точек эффузивов: I. о.Карагинского; 2. хр.Кумроч; 3. хр.Валагинского и Тумрок. Поля фигуративных точек интрузивных пород: 4. о.Карагинского; 5. хр.Кумроч; 6. хр.Валагинский и Тумрок. 7. Плаггиогранит хр. Кумроч. Габброиды: I-меланократовые, II-мезократовые, III-лейкократовые. LU-диориты. Y-гранитоиды.

диориты и граносиениты/. Наблюдается совпадение этих роев с полями фигуративных точек эффузивов.

Меймечиты. В хр. Валагинском обнаружены туфы, лавы и дайки меймечитов /40,43/, в хр. Тумрок - только дайки /29, 49/. Различия в содержаниях основных окислов в этих породах весьма существенны /см. табл.2,3/: меймечиты хр. Тумрок отличаются повышенным содержанием FeO^+ , CaO и щелочей и пониженным - MgO .

Перидотиты. Изменение химических составов этих пород по простиранию зоны незначительны. Общими для всей зоны являются вариации содержания Al_2O_3 , CaO (возрастание на юг) и TiO_2 (уменьшение в том же направлении). Сравнение перидотитов восточных хребтов Камчатки и о. Карагинского с гарцбургитом альпинотинного гипербазитового комплекса Корякского пояса /37/ показывает повышенную магнезиальность первых и железистость второго.

В колебаниях содержаний различных породообразующих окислов базальтов, габброидов, меймечитов и перидотитов по районам рассматриваемой структурно-фациальной зоны наблюдаются некоторые общие закономерности. Так, для базальтов и габброидов характерны сопряженные изменения концентраций SiO_2 , суммарного железа, MgO и суммы щелочей. Увеличение или уменьшение содержаний других окислов не столь последовательны. В связи с обособленным положением полей фигуративных точек габброидов на диаграмме А.Н.Заварицкого можно предполагать широкое участие в формировании этих пород явлений кристаллизационной дифференциации в промежуточных

очагах при близких условиях температур и давлений по всей зоне. Общность магматического источника базальтов и габброидов несмотря на разрыв во времени их образования не вызывает сомнения.

Направленность сопряженных изменений составов базальтов, меймечитов и перидотитов с севера на юг по простиранию Восточно-Камчатской структурно-фациальной зоны отражены в табл. 4. В первой строке этой таблицы помещены окислы, содержания которых во всех группах пород совместно увеличивается, во второй - уменьшается /в пределах выбранных интервалов увеличение или уменьшение содержания компонентов дается для второго района по сравнению с первым/. В третьей строке представлены элементы, характеризующиеся противоположными тенденциями изменений концентраций в базальтах с одной стороны, в перидотитах и меймечитах - с другой.

Таблица 4.

Сопряженные и противоположные изменения содержаний окислов породообразующих элементов в базальтах, перидотитах и меймечитах.

1565

базальты и перидотиты			базальты и меймечиты
Восточно-Камчатская зона в целом	о.Карагинский - хр.Кумроч	хр.Кумроч-хр.Валагинский	хр.Валагинский - хр.Тумрок
1. CaO	1. MgO, CaO	1. FeO ⁺ , CaO	1. FeO ⁺ , Na ₂ O, K ₂ O
2. -	2. TiO ₂ , FeO ⁺	2. -	2. TiO ₂ , Al ₂ O ₃
3. SiO ₂ , Al ₂ O ₃	3. SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , Na ₂ O, K ₂ O	3. SiO ₂ , TiO ₂ , Al ₂ O ₃ , MgO	3. SiO ₂ , MgO, CaO

Не останавливаясь на характеристике частных случаев скажем, что в целом по зоне для базальтов и перидотитов свойственны противоположные тренды накопления SiO_2 и Al_2O_3 и параллельный — CaO . На интервале о. Карагинский — хр. Кумроч в относительно лейкократовых и обогащенных натрием базальтах и перидотитах одновременно возрастают концентрации MgO и CaO , в то время как в меланократовых базальтах, меймечитах и перидотитах более южных районов содержания MgO изменяются в противоположных направлениях. Представляется, что выявленная тенденция изменений концентраций SiO_2 и MgO в щелочных оливиновых базальтах и ультраосновных породах закономерна и обусловлена общностью их магматического источника.

2951

Формирование разнонаправленных трендов накопления SiO_2 и MgO в этих породах вызвано действием механизма селективной плавки мантийного субстрата. Первоначально выплавляются легкоплавкие компоненты пиролита, в результате чего остаток обогащается магнием /ср. интервал о. Карагинский — хр. Кумроч/. При более высокой температуре начинается плавление тугоплавких минералов и образование магм оливин-базальтового и меймечитового составов. Эффект селективной "чистки" в этих условиях будет ослаблен, и чем более значительные масштабы приобретает плавление, тем меньше состав рестиита отличается от состава исходного вещества. И, наконец, полное плавление испытывавшего селективную "чистку" пиролита дает начало альпинотипным гипербазитам. Возможность такого течения процессов фракционирования вещества мантии в

зоне генерации офиолитовых магм иллюстрируется рис. 7, на котором фигуративные точки всех типов раннегеосинклинальных пород тяготеют к линии комплементарности составов альпино-типных ассоциаций, установленной Л.В.Дмитриевым и его соавторами /15/.

Необходимым следствием предположения об автономности выплавления базальтов, меймечитов и перидотитов /а не происхождение одного типа магм за счет дифференциации другого¹⁾/ и комплементарности их составов является признание стабильности уровня их магмогенерации. При этом, судя по значительным вариациям концентраций K_2O в базальтах /см. табл. 3/, образование исходных расплавов в каждом районе зоны характеризовалось своими глубинами /25/, что является, по-видимому, общей закономерностью развития офиолитовых комплексов древних складчатых областей /18/. В то же время нельзя, конечно, исключать возможность неоднородности мантии, предполагаемой Ю.П.Масуренковым, В.А.Колосковым и В.А.Ермаковым на основании исследования продольной неоднородности магматических пород Восточной Камчатки и унаследованности

1) Известны, например, предположения, что меймечиты являются дифференциатами оливин-толеитовой /49/, а перидотиты - пикритовой /28/ магм и т.д. Вместе с тем остаются широкие возможности фракционирования внутри отдельных типов магм, в результате чего могут возникать разнообразные породы, в том числе и приближающиеся по составу к дериватам других формационных типов /ср. пикриты - табл. 2, анализы 67-68 - и меймечиты/.

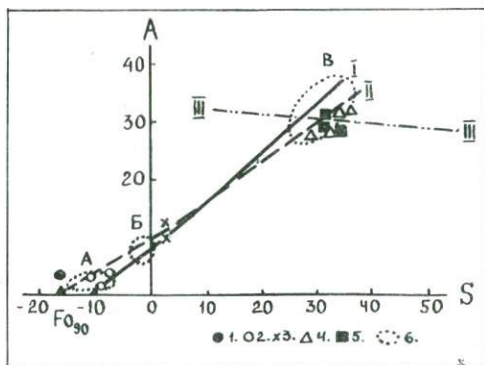


Рис. 7. Диаграмма A - S /I5/. $A = Al_2O_3 + Na_2O + K_2O + CaO$;
 $S = SiO_2 - MgO + Fe_2O_3 + FeO + MnO + TiO_2$. Фигуративные точки:
 I - дунита, 2 - перидотита, 3 - меймечитов, 4 - базальтов, 5 - габ-
 бродидов, 6. Поля составов: А - альпинотипных и океанических
 гипербазитов; Б - модельных пиролитов; В - базальтов. Линии
 комплементарности в ряду ультраосновные - основные породы:
 I - океанические ассоциации, II - альпинотипные ассоциации,
 III - линия комплементарности в ряду базальт-андезит-гранит.

некоторых особенностей их составов, сохраняемой на протяжении геосинклинального и орогенного этапов развития региона /см. сборник "Ксенолиты и гомеогенные включения", М., "Наука", 1969/.

Заключение. Выше рассмотрены особенности состава пород и строения офиолитовых поясов Восточной Камчатки. Установлено, что базиты, меймечиты и перидотиты, входящие в офиолитовое сообщество, имеют магматическое происхождение. Соответствующие типы магм были сформированы за счет последовательного селективного плавления ограниченного объема

вещества мантии на стабильной глубине, о чем свидетельствует комплементарность их составов. Ультраосновой магматизм завершает образование офиолитового комплекса и приурочен к рубежу между ранней и предороговой стадиями геосинклинального этапа. В этом одно из главных отличий офиолитовой ассоциации Восточной Камчатки от офиолитовых ассоциаций ряда складчатых областей, где ультрабазиты являются механически отторженцами более древних догеосинклинальных пород, возможно, принадлежавших верхней мантии. Появление офиолитовых поясов такого рода закономерно в областях проявления интенсивных горизонтальных /синраннегеосинклинальных/ движений, в то время как в пределах рассматриваемого региона амплитуда латеральных перемещений литосферных плит в раннегеосинклинальный этап ограничена самой структурой геосинклинальной системы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В., Дмитренко Н.И., Малеев Е.Ф., Пономарев Г.П., Флоренский И.В. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. М., "Наука", 1974.
2. Базарова Т.Ю., Бакуменко И.Т., Костюк В.П., Панина Л.И., Соболев В.С. Температурные условия кристаллизации главных типов изверженных горных пород /по данным гомогенизации включений расплавов в минералах/. - В кн.: "Геохимия. Минералогия. Петрология". М., "Наука", 1976.
3. Базилевский А.Т., Уханов А.В. Температуры плавления гипербазитов и температуры кристаллизации гипербазитовых расплавов. - Геохимия, 1967, № 12.

4. Бакуменко И.Г., Добрецов Н.Л. Магматическое происхождение офиолитовых габбро. - Докл. АН СССР, 1976, т.230, №6.
5. Борзунова Г.П., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Шапиро М.Н. Палеоген полуострова Камчатский Мыс /Восточная Камчатка/. - Изв. АН СССР, серия геол., 1969. №11.
6. Виноградов Л.А., Тиремнов В.А. Контактное воздействие габбро. - Сов. геол., 1968, №10.
7. Волынец О.Н., Колосков А.В. Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. - Новосибирск, "Наука", 1976.
8. Воробьев В.М. Результаты гидромагнитной съемки акваторий, прилегающих к западной части Алеутской островной дуги. - В кн.: "Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану." Южно-Сахалинск, 1970.
9. Генштафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. - М., "Наука", 1977.
10. Геологический словарь, т.2.-М., "Недра", 1973.
11. Геологическое строение СССР, т.3. Магматизм.-М., "Недра", 1968.
12. Геология СССР, т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Часть I. Геологическое описание.-М., Госгеолтехиздат, 1964.
13. Гладенков Ю.Б., Лудкина Н.В. Новые данные о геологическом строении полуострова Озерного на Восточной Камчатке. Докл. АН СССР, 1967, т.174, №5.
14. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Ред.: Соболев В.С., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. - Новосибирск, "Наука", 1975.
15. Дмитриев Л.В., Уханов А.В., Шераськин А.Я. К вопросу о составе вещества верхней мантии. - Геохимия, 1972, №10.
16. Долматов Б.К. Меловые и палеогеновые магматические ком-

плексы Восточной Камчатки. Автореферат канд. дисс.-Владивосток, 1972

17. Долматов Б.К., Хотин М.Ю. Формирование допалеогеновых интрузивных комплексов полуострова Камчатский Мыс.- Сов. Геол., 1969, №7.
18. Зимин С.С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия.-М., "Наука", 1973.
19. Кадик А.А., Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве системы диопсид-форстерит-анортит при 1400°С и высоких давлениях. - Геохимия, 1968, №5.
20. Книппер А.Д. Габброиды офиолитовой формации в разрезе океанической коры. - Геотектоника, 1970, №2.
21. Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. - Новосибирск, "Наука", 1976.
22. Косыгин Ю.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А., Храмов Н.А. Шовные зоны как особый тип глубинных разломов /на примере Карагинско-Пахачинской шовной зоны Восточной Камчатки/. - Докл. АН СССР, 1972, №3.
23. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций.-М., "Недра", 1964.
24. Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. - В кн.: "Магматизм северо-востока Азии. Часть 3". Магаданское кн. изд., 1976.
25. Маракушев А.А. Геологические и физико-химические связи между метаморфизмом и магматизмом. - В кн.: "Термодинамический режим метаморфизма". М., "Наука", 1976.
26. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю. Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатский Мыс. -Геотектоника, 1972, №4.
27. Марков М.С., Селиверстов В.А., Хотин М.Ю., Долматов Б.К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской осевой дуги. - Геотектоника, 1969, №5.

28. Марковский Б.А., Ланда Э.А. Ультраосновной вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов. - Сов. Геол., 1976, №1.
29. Марковский Б.А., Ротман В.К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки. - Докл. АН СССР, 1971, т.196, №3.
30. Марченко А.Ф., Мельникова С.А., Сляднев Б.И. Регрессивный метаморфизм в метаморфических породах Хавивенской возвышенности на Камчатке. - В кн.: "Метаморфические комплексы востока СССР". Владивосток, 1973.
31. Менард Г.У. Геология дна Тихого Океана. - М., "Мир", 1966.
32. Моисеенко В.Г., Шека С.А., Фатьянов И.И., Иванов В.С. Геохимические особенности распределения золота в породах Тихоокеанского пояса. - М., "Наука", 1971.
33. Осадконакопление и вулканизм в геосинклиналях. Ред. Тимофеев П.П., М., "Наука", в печати.
34. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Цешин А.И. Хромитовые нодулы как показатель ликвации магматического расплава. - Изв. АН СССР, серия геол., 1975, №11.
35. Петрография, ч. I. - М., изд. Московского Университета, 1976.
36. Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпинотипные гипербазиты юга Сибири. - М., "Наука", 1966.
37. Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. - Новосибирск, "Наука", 1973.
38. Ревердатто В.В., Салько А.К. О температуре магмы ультраосновного массива Бор-Урах. - Геология и Геофизика, 1966, №12.
39. Ротман В.К., Марковский Б.А. О геосинклинальном магматизме Камчатки. - В кн.: "Магматизм северо-востока Азии. Часть 3". Магаданское кн. изд., 1976.

40. Ротман В.К., Марковский Б.А., Хотина М.И. Камчатская ультраосновная вулканическая провинция.- Сов.Геол., 1972, №9.
41. Святловский А.Е. Очерк гипербазитов Камчатки и их положение в тектонической структуре полуострова.- Сов.Геол., 1960, №6.
42. Селиверстов В.А., Цикунов А.Г. Меймечиты северной части Валагинского хребта /Восточная Камчатка/.- Докл. АН СССР, 1974, т.217, №2.
43. Селиверстов В.А., Цикунов А.Г., Колосков А.В. Стратиграфия меловых отложений северной части Валагинского хребта и хр. Тумрок.- В кн.: "Стратиграфия меловых и кайнозойских отложений Камчатки, Корякского Нагорья, Сахалина и Курильских островов. Материалы Межведомственного стратиграфического совещания..., ч. I". М., "Наука", в печати.
44. Супруненко О.И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки.- Докл. АН СССР, 1970, т. 192, №3.
45. Хаин В.Е. Общая геотектоника.- М., "Недра", 1973.
46. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского Мыса.- М., "Наука", 1976.
47. Шапиро М.Н. Тектоническое развитие восточного обрамления Камчатки.- М., "Наука", 1976.
48. Шмидт О.А. Тектоника Командорских островов и их положение в структуре Алеутской гряды. Автореферат канд. дисс. Москва, 1977.
49. Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутнев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.- Изв. АН СССР, серия геол., 1971, №2.

50. Challis G.A. High-temperature contact metamorphism on the Red Hills ultramafic intrusions - Wairau Valley, New Zealand. - Jour. of Petrol., 1965, v. 6, N 3
51. Green D.H. The metamorphic aureole of the peridotite at the Lizard, Cornwall. - Jour. of Geol., 1964, v.72, N 5
52. Honnorez J., Kirst P. Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. - Contrib. Mineral. Petrol., 1975, v. 49, N 3
53. Kornprobst J. Le massif ultrabasique des Beni Boushera (Rif interne, Maroc): Etude des peridotites de haute temperature et de haute pression, et de pyroxénolites, à grenat en sans grenat, qui leur sont associees. - Contrib. Mineral. Petrol., 1969, v. 23, N 4
54. Kushiro J., Syono Y, Akimoto S. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. - Jour. Geoph. Res., 1968, v. 73, N 13
55. Lewis J.D., Williams I.R. The petrology of an ultramafic lava near Murphy Well, Eastern Goldfields, Western Australia. - Geol. Surv. West. Austral. Ann. Rep. 1972, 1973
56. Mackenzie D.B. High-temperature alpine type peridotite from Venezuela. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, v. 71, N 3
57. Medaris L., Gordon Jr. High-temperature metamorphic rocks associated with an ultramafic complex, Siskiyou, California. - Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N87, 1966
58. Thayer T.P. Serpentinisation considered as a constant volume metasomatic process. - American Miner., 1966, v.51,N5/6
59. Viljoen M.J., Viljoen R.P. Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from Komati formation of the Onverwacht group. - Geol. Soc. S. Africa spec. publ. N 2, Pretoria, 1969

КАРБОНАТИТОВЫЕ ОБОСОБЛЕНИЯ В ГРАНИТАХ

Статья посвящена изучению весьма необычной ассоциации заведомо глубинных силикатно-карбонатных пород с породами кислого состава. Рассматриваются новые материалы, относящиеся к уникальной пока находке карбонатитовых сингенетичных макровключений, или глобул, в Тарынском интрузиве щелочных гранитов (Чарская архейская глыба, Удоканский протоплатформенный трог /1,5/). Учитывая принятые в настоящее время представления о глубинах образования карбонатитов, эта находка либо может означать присутствие ксенолитов мантийных пород в гранитах, либо, более того, указывать на существование глубинного сингенеза карбонатитовой и щелочногранитовой магм.

Установив ранее нетождественность рассматриваемых обособлений с ксенолитами обычных седиментогенных карбонатных пород и совместную кристаллизацию их с гранитами /1,5/, мы должны рассмотреть далее и ряд других вопросов, вытекающих из существования зональности у контактов. Для этого было продолжено изучение вещественного состава пород и были проведены экспериментальные исследования соотношений гранитов и карбонатитов выше температур их плавления в области давлений, примерно соответствующих минимальным глубинам

обособления карбонатитовых расплавов. Полученные данные указывают на продолжение области несмесимости алюмосиликатной и карбонатной жидкостей от известного ранее интервала $P = 1 - 5$ кбар, $T^0 = 600 - 900^{\circ}$ (в присутствии воды /II-14/) до $P = 20$ кбар, $T^0 = 1100 - 1350^{\circ}$.

Второй интересной задачей, которую мы в статье лишь отчасти затронули, являлось уяснение того, насколько геологически объясним данный пример, учитывая, что пути кислых и щелочно-карбонатитовых магм обычно не перекрещиваются ни в единой магматической серии, ни в едином тектоническом режиме, исключая, может быть, рифтогенный.

Геолого-петрографическая характеристика участка развития карбонатитов в гранитах

Тарынский интрузив эгирин-микроклин-альбитовых гранитов имеет размеры $6 \times 1-3$ км, рвущие и полусогласные контакты с породами удоканской серии PP_I , концентрическое внутреннее строение (рис. 1). В его вытянутой, вдоль разлома части карбонатиты образуют ряд разрозненных замкнутых изометричных тел /"глобул"/ размерами до 3-4 м, с промежутками 8-15 м почти по горизонтали. Границы карбонатитовых глобул резкие, отчетливые, подчеркнутые со стороны карбонатитов параллельными ритмичными или каркасно-ячеистыми зонками силикатно-карбонатных пород /СКП/, кварцевыми прожилками, а со стороны гранитов зонами граносиенитов и гранитов-силекситов (рис. 2).

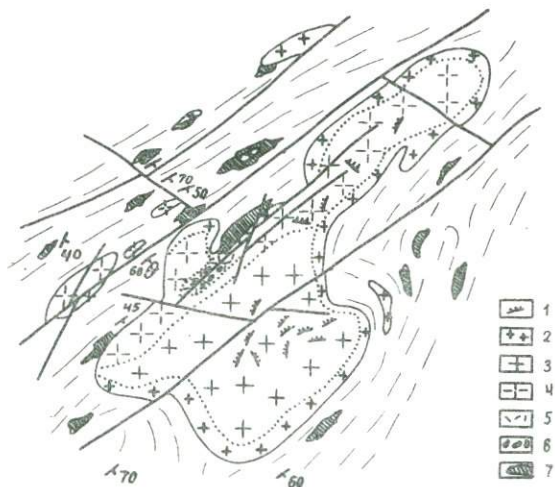


Рис. 1. Тарынский массив эгириновых гранитов с карбонатитовыми обособлениями (карта массива составлена Л.Б.Белоножко и Г.Б.Гиммельфарбом).

1 - Жильные граниты и гранит-пегматиты; 2 - лейкократовые граниты зоны эндоконтактов; 3 - граниты главной фации; 4 - граниты приразломной /надкорневой/ фации; 5 - граниты, силекситы и граносиениты околокарбонатитовой фации; 6 - карбонатитовые обособления /вне масштаба/; 7 - граниты PR₁.

Внутри карбонатитовых глобул силикатные породы присутствуют в форме: а) жилевидных перегородок и неправильных тел мощностью до 50 см, протягивающихся со стороны вмещающих гранитов (рис. 3) и б) полосок и каплевидных мелких (0,5 - 3 см) обособлений, образующих более или менее густую (10 - 50% объема породы) вкрапленность среди зернистой кальцитовой породы.

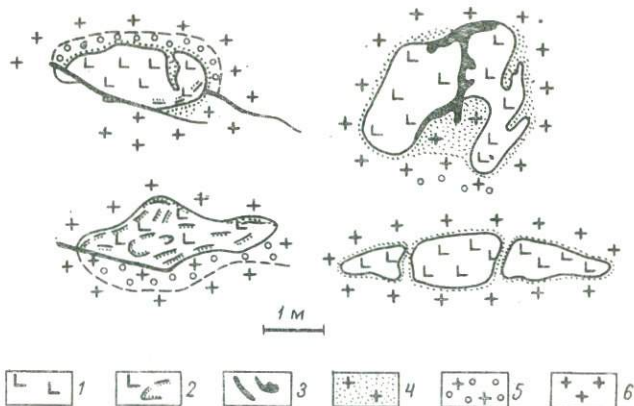


Рис. 2. Карбонатитовые обособления в гранитах.

1 - Существенно кальцитовые мраморовидные породы; 2 - силикатно-карбонатные породы /СКЦ/ ритмично-полосчатой, каркасно-ячеистой текстуры; 3 - кварцевые обособления и жилы; 4 - граносиениты с вкрапленностью кальцита; 5 - граниты-силекситы с гороховым кварцем; 6 - этириновые граниты.

Те и другие силикатные породы состоят из мелкозернистого агрегата альбита, микроклина и кварца в довольно широко меняющихся соотношениях. Каплевидные поликристаллические включения имеют ровные и резкие ограничения, содержат обычно много альбита и мало кварца, содержание микроклина несколько увеличивается к их центру. Промежутки между оближенными каплевидными включениями зональны - ближайшие из 3-4 микрозон кальцитовой породы более крупнозернисты, удаленные (срединные) - более мелкозернисты. Некоторые включения того же типа находятся в стыках крупных зерен кальцита (рис. 4).

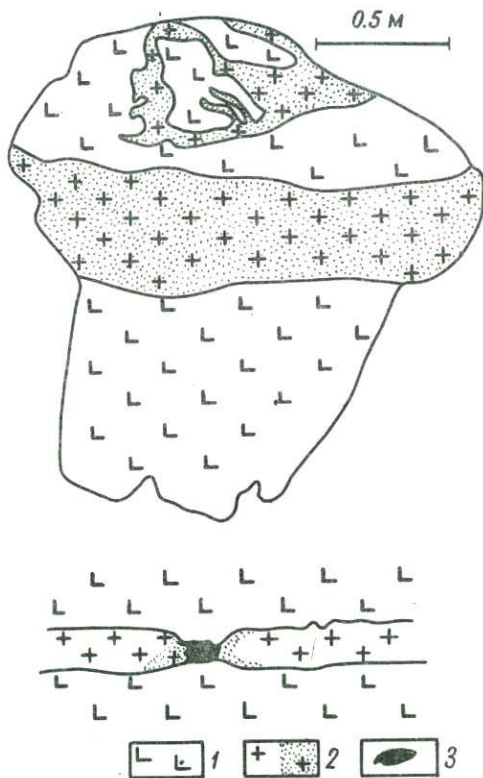


Рис. 3. Детали соотношений силикатных и карбонатных пород.
 1 - Существенно кальцитовая порода; 2 - граниты и граносиениты; 3 - кварцевые обособления.

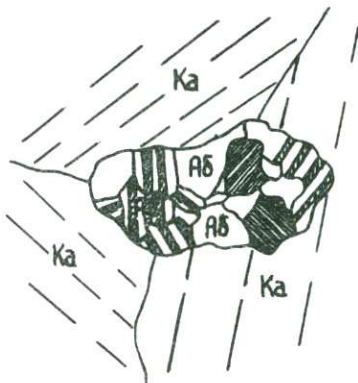


Рис. 4. Каплевидное обособление существенно альбитовой породы в стыке крупных кристаллов кальцита. АБ—альбит, Ка—кальцит.

Особенностями жиловидных перегородок являются: более неравномернозернистая структура, более высокое, в среднем, содержание кварца, присутствие укрупненных корродированных кальцитом зерен олигоклаза—андезина наряду с альбитом (рис.5). К границам перегородок тяготеют пегматоидные силикатно—карбонатные породы /СКЦ/ с увеличенным содержанием апатита, магнетита и с поздним кальцитом, а к разрывам перегородок — гнезда кварца.

В гранитах, вмещающих карбонатитовые глобулы, намечается правильная зональность: непосредственно примыкающая к карбонатитам зона мелкозернистых порфириовидных (с густо расположенными фенокристаллами калишпата, местами кальцита,

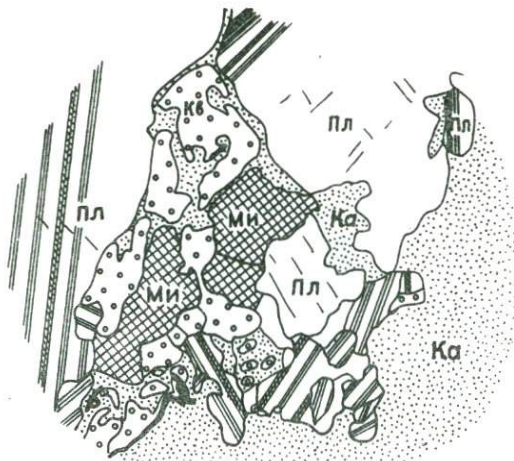


Рис.5. Интерстициальные формы кальцита на контакте карбоната и гранита "перегородок" /буквенные обозначения:

Ка - кальцит, Ми - микроклин, Пл - плагиоклаз, Кв - кварц/.

редко геденбергита) лейкократовых граносиенитов сменяется далее от карбонатитов зоной гранитов-силекситов с гороховидным кварцем и еще далее обычными эгириновыми гранитами.

Пределы колебаний минерального состава перечисленных пород даны в таблице I.

Дополнительно отметим следующие существенные особенности СКП. Практически во всех случаях наблюдаются нормальные срастания полевошпатовых и кальцитовых зерен, обычно не осложненные явлениями растворения, брекчирования, метасоматоза, реоморфического втекания кальцитового агрегата в гранит; в ритмично-зональных участках СКП отмечены друзовидные поверхности кальцитового агрегата, цементируемые граносиенитом. Исключение составляют признаки коррозии полевого шпата (олигоклаза-андезина) и кварца со стороны кальцита (позднего?)

Таблица I

Минеральный состав пород Тарына

минерал	1	2	3	4	5	6	7
альбит	34-60	10-25	40-48	45-80	15-20	15-35	0-5
микроклин	5-28	10-30	24-45	5-20	5-10	0-8	
кварц	25-35	40-70	5-10	5-25	5-15	5-10	
эгирин, ге- денбергит	0-10	0-2	0-15			0-5	
апатит				2-3	3-5	2	
магнетит, сульфиды			I	I	I-2	I	
гранат					I-2	I	
кальцит		0-2	0-8	0-10	50-70	28-80	95-100

Типы пород: 1—эгирин—микроклин—альбитовые граниты; 2—граниты—силекситы; 3 — граносиениты с вкраплениями кальцита; 4 — то же из каплевидных обособлений внутри карбонатитовых глобул; 5 — СКП пегматоидной структуры; 6 — СКП оспенной и ритмично-полосчатой текстуры; 7 — существенно карбонатные породы.

на контакте СКП грубокристаллической пегматоидной структуры с жилевидной гранит—граносиенитовой перегородкой (см. рис. 5).

Ассоциация акцессорных минералов СКП включает апатит, магнетит, гранат, циркон, ортит, анатаз, пирохлор, сульфиды и является общей для СКП и гранитов данного интрузива. Характерен чисто кальцитовый состав карбонатных пород.

Химический состав пород,
зональное распределение летучих и примесных компонентов

Химический состав пород интрузива и карбонатитовых глобул охарактеризован примерно тридцатью пробами (табл. 2, рис. 6). В разрезе через контактную зону гранитов и карбонатитов отчетливо выделяются по химическому составу намеченные выше зоны гранитов-силекситов и кальцитсодержащих граносиенитов. Наиболее важная черта зональности состоит в том, что обе зоны связаны комплементарными соотношениями с составом обычных эгириновых гранитов по кремнезему, алюминию, калию и натрию. В меньшей степени это может относиться к железу. Вероятно, это свидетельствует о сопряженном образовании обеих зон в процессе перераспределения вещества в замкнутой системе. Судя по признакам быстрой эвтектической кристаллизации в гранитоидах, перераспределение щелочей и кремнезема происходило главным образом в магматическую стадию. В частности, сильное пересыщение кремнеземом гранитов связано с развитием так называемого гороховидного кварца, описанного ранее в амазонит-альбитовых и рибекит-альбитовых редкометалльных гранитах и характеризующегося концентрическим распределением в нем сингенетичных ему тонких лейст альбита (структура снежного кома).

Содержание кальция, титана, магния, фосфора односторонне повышается в переходной граносиенитовой зоне, отмечая

неширокий ореол первичного рассеяния этих элементов вокруг карбонатитов. Из петрографических наблюдений следует, что рассеяние кальция происходило главным образом в магматическую стадию (первичные вкрапленники кальцита в граносиените), но продолжалось и в послемагматическую стадию (карбонатизация геденбергита). Фоновое содержание кальция нигде в промежуточных зонах не образует депрессии, которая могла бы указать на происшедшее отделение его от гранитового расплава в наблюдаемом объеме интрузива.

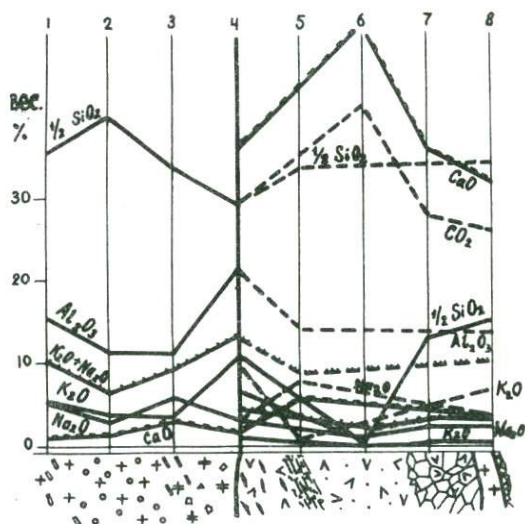


Рис. 6. Изменение состава пород по разрезу.

1 - Граниты; 2 - силекситы; 3 - граносиениты с вкрапленниками кальцита и геденбергита; 4 - граница между кальцитсодержащими граносиенитами и СКП полосчатой, сидеронитовой, оспенной текстуры; 5 - СКП; 6 - существенно кальцитовые породы; 7 - пегматоидные СКП с повышенным содержанием кварца; 8 - гранитовая "перегородка" в СКП.

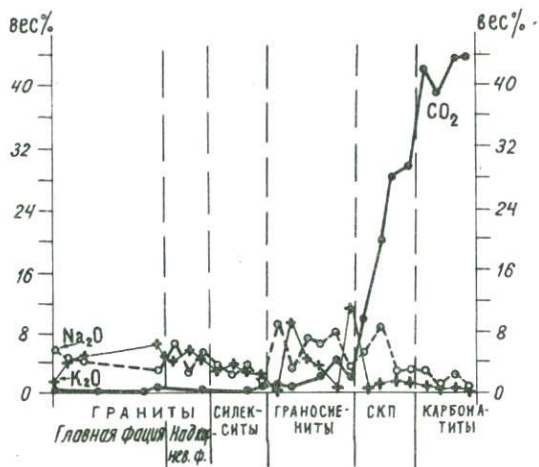


Рис. 7. Содержание щелочей и углекислоты по разрезу.

Характерной чертой химизма обеих переходных зон является контрастная изменчивость содержаний калия и натрия в породах и их обратная связь. Примечательно, что резкая сепарированность калия (от 0 до 10% в одной и той же зоне) не находит себе соответствия в каких-либо явных признаках послемагматического калиевого или натриевого замещения. Подобной форме сепарированности скорее могли бы соответствовать явления ликвации или газового переноса.

Рассмотрение данных по некоторым малым элементам подтверждает наличие связанной зональности между карбонатитами и гранитами. Рис. 8 демонстрирует линейную зависимость между содержаниями калия и рубидия в граносиенитах промежуточной зоны (осевая линия на графике с значением $K/Rb = 500$) и относительное накопление рубидия в ряду: граниты — граносиениты

Таблица 2

Состав силикатно-карбонатных пород и гранитов Тарынского интрузива

№ проб		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅	
I	Среднее 4 пр	1,17	0,14	0,12	1,07	1,40	0,17	0,89	51,53	1,15	0,17	не опр	41,51	0,99	
	426-4а	22,24	н/обн	7,60	0,16	н/обн	0,07	0,94	35,47	3,10	0,80	0,23	29,00	0,35	
	426-4а	25,00	0,25	5,00	0,24	0,30	0,08	0,10	39,95	2,50	0,75	0,24	28,40	0,23	
	426-2	26,90	0,12	4,70	0,24	0,22	0,07	0,10	35,80	2,32	1,00	0,28	27,90	0,12	
	426-1а	36,88	н/обн	12,10	0,34	н/обн	0,08	1,54	21,44	8,56	0,86	0,44	16,86	0,69	
	II	18-5	54,46	н/обн	9,97	0,36	0,14	0,04	0,25	15,74	4,56	0,27	0,50	12,60	0,19
		426-3а	66,82	0,12	13,80	0,18	0,20	0,04	0,10	5,64	7,80	0,66	0,24	4,16	0,02
		426-3б	73,12	0,13	15,12	0,20	0,21	0,04	0,10	0,50	8,53	0,71	0,25	-	0,02
		427-6	58,10	н/обн	21,53	1,73	н/обн	0,02	1,04	1,69	3,10	10,85	0,27	1,68	0,15
	III	426-5а	67,00	0,53	11,22	2,31	1,46	0,22	1,17	2,98	5,75	3,34	0,41	1,86	0,07
426-4в		67,42	0,90	16,47	2,04	н/обн	н/обн	0,81	0,42	6,49	3,98	0,26	1,63	н/обн	
426-5а		67,44	0,40	12,85	2,92	1,70	0,20	0,96	8,00	6,70	3,40	н/обн	н/опр	0,02	

Продолжение таблицы 2

№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	CO ₂	P ₂ O ₅
III 426-6а	69.80	0.12	15.00	0.70	0.24	0.02	0.10	0.80	2.90	9.30	0.22	0.88	0.02
427-8	80.33	0.04	11.25	0.45	0.50	0.03	1.24	1.03	2.48	3.62	н/обн	н/опр	н/обн
IУ 427-42	80.58	0.02	9.67	1.00	н/обн	н/обн	0.84	0.53	3.86	3.04	н/обн	н/обн	н/опр
427-5г	86.80	0.10	3.85	0.24	2.74	0.04	0.41	1.95	1.32	1.86	0.22	0.92	сл
252 427-4I	74.41	н/обн	12.70	0.52	н/обн	н/обн	0.04	1.06	4.98	4.85	н/опр	н/опр	н/опр
У 427-3Iб	71.80	0.07	14.10	0.87	0.30	0.03	0.20	0.45	3.06	6.40	0.10	н/обн	0.04
427-44	69.42	0.01	14.20	3.22	н/обн	н/обн	0.22	2.48	4.99	4.86	н/обн	н/опр	н/опр

I - Существенно карбонатные породы; II - СКП, в том числе 426-3 чисто силикатный материал; III - граносиениты переходной зоны, в т.ч. 427-6 с вкрапленниками кальцита; IУ - граниты-силекситы; У - эгириновые граниты Тарынского массива

нити промежуточной зоны – силикатная часть карбонатитовых глобул. Непропорциональное накопление рубидия устанавливается в гранитах–силекситах и в СКП; граниты главной фазы им обеднены. Сходная закономерность выявляется на графике Rb– (рис. 9).

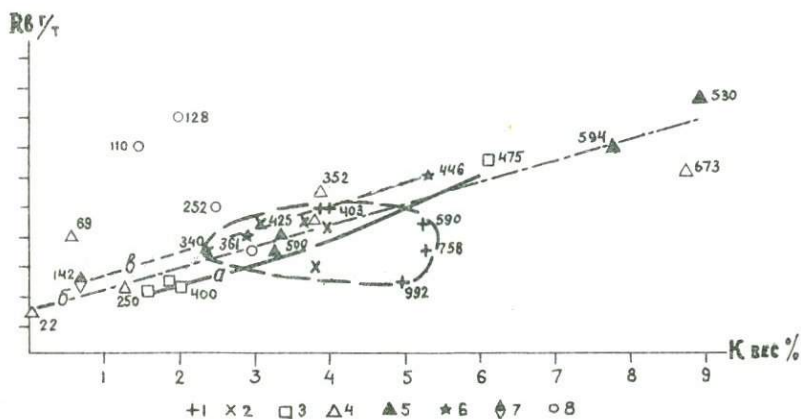


Рис. 8. Содержание калия и рубидия в породах Тарына. 1–2, 8–граниты; 3 – пегматоиды контактных оторочек массива; 4 – граносиениты переходной зоны; 5 – то же с вкрапленностью кальцита; 6 – силикатная часть СКП; 7 – СКП. Цифры на рисунке обозначают величину калий–рубидиевого отношения.

Изменение состава газовой компоненты пород по разрезу показано на рис. 10. Очевиден переход от более или менее нормального для "сухих" гранитов газового состава к еще более сухому, существенно углекислому во всей приразломной (корневой) части интрузива и усиление этой тенденции по мере приближения к карбонатитам. Еще более явно это следует из

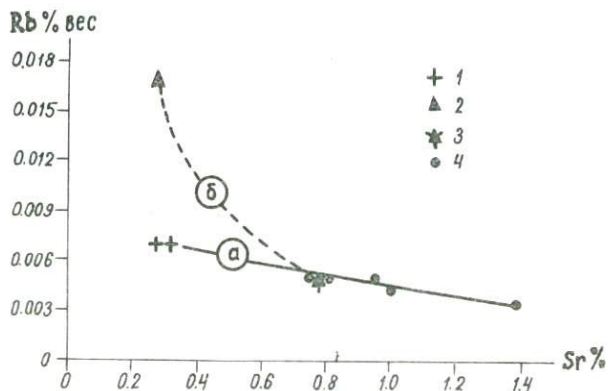


Рис. 9. Содержание рубидия и стронция в породах Тарына. 1 - Граниты; 2 - граносиениты переходной зоны; 3 - силикатная часть СКП; 4 - карбонатиты.

данных высокотемпературного хроматографического анализа для части разреза (рис. II).

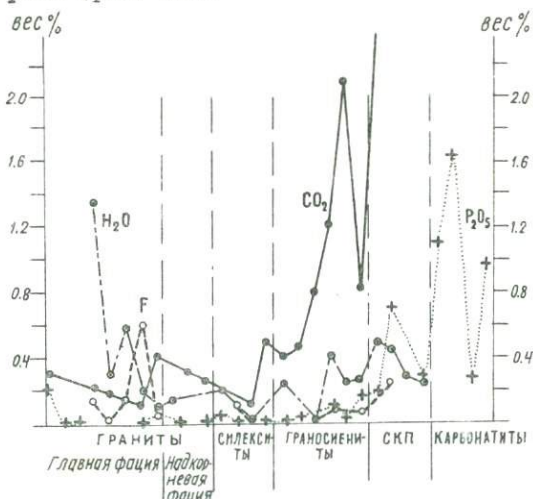


Рис. 10. Содержание газов в породах по разрезу /по данным химического анализа/.

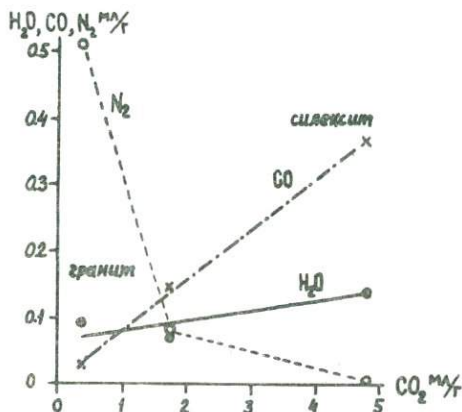


Рис. II. Содержание газов в породах /по данным хроматографического анализа; аналитик Т.П.Гантимурова/.

Сопоставление силикатно-карбонатных пород Тарныа с обычными карбонатитами

Замкнутая форма глобул и равновесные структуры кристаллизации СКП ориентируют нас на магматический способ их происхождения. Доказательства магматического генезиса карбонатитов обычно опираются на результаты изучения продуктов извержений некоторых молодых и действующих вулканов рифтовых зон, а также экспериментального изучения систем, содержащих кальцит, карбонаты щелочных металлов, уголекислоту и воду /6, 8-15/. Специфическими компонентами карбонатитов являются, кроме CO₂ и породообразующих окислов, фтор, фосфор,

стронций, редкие земли, ниобий, титан, торий. В этой ассоциации обращает на себя внимание преобладание весьма тугоплавких металлов, связываемых обычно с мантийными источниками.

Карбонатитам также свойственны свои особые изотопные отношения, приближающиеся к таковым в мантийных нодулях и резко отличающиеся от величин отношений в карбонатных осадочных породах. В соответствии с характерным составом элементов-примесей карбонатитов находится состав их аксессуарных минералов - апатит, магнетит, тантало-ниобаты, фосфаты, гидрокарбонаты и фторкарбонаты редких земель.

Все перечисленные признаки присущи также и СКП Тарына /1, 5/. Особо отметим высокое в нашем случае содержание щелочей в СКП, что сближает данную систему с теми экспериментальными системами, в которых удавалось получить относительно низкотемпературную карбонатную жидкость (750°C при 50% щелочных карбонатов), но также и с теми природными низкотемпературными (около 550°C) калишпат-альбит-кальцитовыми карбонатитами, которым приписывается метасоматический генезис. С другой стороны, подчеркнем чрезвычайно низкие значения рубидий-стронциевого отношения в существенно карбонатной фракции СКП (ниже, чем в перидотитах /7/), что еще более отрывает последние от обычных пород корового генезиса. Уровень абсолютных содержаний стронция - такой же, как в ранних фазах карбонатитовых массивов Одихинча и Чангит /2/ и намного выше содержаний в любых других эндогенных кальцитах.

В геологическом отношении для карбонатитов специфична их ассоциированность в пространстве и во времени с массивами формации ультраосновных щелочных пород, прорывание этих массивов. Двойственность этих отношений обосновывалась как согласным (центральным) положением карбонатитов среди ийолитов, нефелиновых сиенитов, сиенитов и фенитов, так и несогласно рвущим, когда зоны этих пород как бы проткнуты снизу телом карбонатитов, окруженных контактовой брекчией полевошпатового состава и собственными фенитами /10/. Рассматриваемый пример не соответствует ни одной из охарактеризованных позиций. Общими представляются лишь непосредственно примыкающие к карбонатитам или заключенные в них лейкосиениты, альбититовые и микроклиновые породы с большим или меньшим содержанием кварца. Неповторимой особенностью СКП Тарына является то, что светлые щелочнополевошпатовые породы, с одной стороны, сингенетичны карбонатитам, а, с другой, переходят в граносиениты и граниты, образуя обособленный и наиболее поздний в данном районе интрузив.

Ликвация

Ликвационная природа силикатно-карбонатных пород оспенной и сидеронитовой текстур внутри карбонатитовых глобул не должна вызывать сомнений ввиду наглядного эмульсионного, взвешенного характера каплевидных альбититовых и граносиенитовых включений среди кальцита (см. рис. 4).

Каркасно-ячеистые и ритмично-полосатые участки этих пород находят аналогию среди высоко флюидизированных редкометалльных гранитов и пегматитов с явлениями первичного расслаивания. Равновесный характер кристаллизации полевых шпатов и кальцита в магматическую стадию, доказывається субпараллельным и согласным, по касательной к границам "капель", расположением цепочек кальцитовых зерен разных размеров, увеличением содержаний микроклина и кварца к центру "капель", отсутствием признаков коррозии и метасоматического замещения вдоль границ "капель". Некоторые "капли" представлены единственным зерном альбита округленной формы в тройном стыке зерен кальцита. Ближайший к силикатной "капле" или полоске слой кальцита обычно отличается более крупными размерами зерен.

В гранитовой части системы к ликвационным образованиям должны быть отнесены выделения кальцита магматической стадии в мелкозернистых граносиенитах. Ранние выделения кальцита известны в сиенитах и др. полевошпатовых породах, сопутствующих карбонатитовым массивам /4, 8/. Учитывая большие кристаллохимические отличия карбонатов от алжмосиликатов и низкую растворимость их и продуктов их диссоциации в насыщенной кремнеземом гранитовой жидкости, необходимо предположить ликвационный механизм, предшествовавший кристаллизации пород.

На существование широких полей несмесимости в системах типа силикат - карбонат указывалось во многих работах /6, II,

12, 13/. Показана несмешиваемость расплавов альбита и карбоната натрия выше 750°C при 10% H₂O и p_{H₂O} = 1 кбар в области от 3% до 82% альбита. Аналогичные результаты, полученные при изучении части системы АЬ-Ап-Ка в присутствии СО₂ и Н₂О, расцениваются как весьма важные, помогающие объяснить появление карбонатитовых магм в мантии Земли и достижение ею верхнего уровня земной коры без реакции с силикатами.

Реакционные отношения

Установленная картина ликвационных проявлений осложняется некоторыми признаками реакционных отношений на границе гранитов и карбонатитов. Эти признаки недостаточно отчетливы, проявлены не повсеместно и поэтому вряд ли могут быть однозначно интерпретированы.

1) В жиловидной гранитовой перегородке внутри одной из карбонатитовых глобул, наряду с обычным альбитом, устанавливается генерация плагиоклаза с более высоким содержанием анортитовой молекулы, соответствующая олигоклазу-андезину. Ее характеризуют более крупные размеры зерен, удлиненная форма, слабо выраженное зональное строение. Центральные части зерен замещены сосюритоподобным агрегатом. Именно плагиоклаз данной генерации подвергся частичному замещению с краев поздним кальцитом (см. рис. 5). На возможное появление анортитсодержащего плагиоклаза в качестве одной из фаз кристаллизации в силикатно-карбонатных системах при наличии углекислого газа и воды под давлением указывают Костер ван Гроос

и Уайли /12/. К сожалению, в наших образцах точно не диагностированы другие дополнительные фазы, с помощью которых можно было бы проверить возможные в данном случае реакции типа анортит + карбонат натрия - нефелин + кальцит.

2) В промежуточной зоне отдельные участки порфирировидных микрограносиенитов, расположенные в 0,5 - 1 м от карбонатитов, содержат железистый моноклинный пироксен типа геденбергита вместо эгирина, характерного для гранитов данного массива. Появление этого обычно контактового минерала может свидетельствовать об увеличении потенциала Са и Fe в реакционной зоне. Показательны измененность (замещенность амфиболом, кальцитом, магнетитом) и по существу реликтовый характер пироксена.

Образование зон

По вопросу о причинах образования граносиенитовой и гранитсилекситовой зон на границе гранитов с карбонатитами могут быть названы в качестве вероятных следующие механизмы: а) расщепление (ликвация) на глубине захваченной гранитом гипотетической первичной жидкости на полярные составляющие - граносиенит и карбонатит; б) объемная ликвация гранитового расплава у границы с карбонатитом.

Если, в согласии с первым предположением, допустить существование исходного самостоятельного богатого кальцием лейкосиенитового расплава и его чужеродность гранитам, то

трудно будет объяснить переходный характер граносиенитов, силекситов и гранитов и комплементарные их соотношения (см. выше). Более того, практически вся приразломная (надкорневая) часть гранитового интрузива с ее аномально углекислой флюидной составляющей является переходной к названным зонам.

Второе высказанное допущение, исходящее из наличия самостоятельной карбонатитовой жидкости, откуда бы она ни взялась, более оправдана имеющимися материалами. В этом случае граносиенитовая и гранит-силекситовая зоны могли сопряженно возникнуть в градиентной зоне, обусловленной влиянием карбонатитовой жидкости и ее газовой фазы. Это влияние могло осуществляться разными путями - через добавочное давление газовой фазы, через избирательное растворение и газовый перенос нелетучих компонентов и через изменение кислотно-основных свойств расплава.

Известно, что с увеличением давления эвтектические жидкости обогащаются полевошпатовыми компонентами, - в частности, подобный сдвиг обнаружен в системах $Al-SiO_2-H_2O$ и $Or-SiO_2-H_2O$ при давлении 10 кбар /14/. В четверной системе с летучим $P_{общ}$ и парциальное давление летучего могут рассматриваться как независимые переменные /14/. Для эвтектики $Al-SiO_2$ наблюдается следующий сдвиг под давлением: 1 атм - 30% SiO_2

8 кбар - 33% SiO_2 , 20 кбар - 12% SiO_2 . Для эвтектики $\text{Or} - \text{SiO}_2$: 1 атм - 42% SiO_2 , 10 кбар - 33% SiO_2 , 20 кбар - 30% SiO_2 . Наблюдаемое в граносиенитах переходной зоны (четверная система с высоким содержанием плохо растворимого летучего компонента) низкое (5-10%) содержание кварца может указывать на высокобарический характер данной ассоциации.

С другой стороны, механизм избирательного растворения щелочей и переноса их в газовой фазе рассматривается нами также в качестве вероятного, на основании опытов Д.Уоткинсона и П.Уайли /15/. Свободная углекислая паровая фаза в первую очередь переносит литофильные элементы с крупными ионами, в том числе калий. Этим явлением можно объяснить более альбитовый состав граносиенитов внутри карбонатитовых глобул по сравнению с граносиенитами переходной зоны. Некоторая трудность связана с тем, что у нас мало свидетельств существования свободной углекислоты в системе. Реально наблюдаемые соотношения CaO и CO_2 в породах (рис. 12) отвечают стехиометрическим и заставляют предполагать, что подавляющая часть углекислоты была связана в кальцитовой жидкости. Тем не менее, данные хроматографического анализа (см. рис. 11) указывают на достаточно резкое увеличение содержания свободной углекислоты в

составе флюида по разрезу. На возможность существования свободной CO_2 в области контакта карбонатитового и гранитового расплавов указывают наши экспериментальные данные (см. ниже).

Влияние градиента кислотно-основных свойств расплава на состав пород рельефно проявляется при сравнении составов граносиенитов и гранитов-силекситов в смежных зонах. Характерное для силекситов раннее выпадение кварца и широкий интервал его кристаллизации косвенно указывает на кислую реакцию газовой фазы, что предположительно могло бы быть связано с увеличенной активностью фтора в маловодном расплаве.

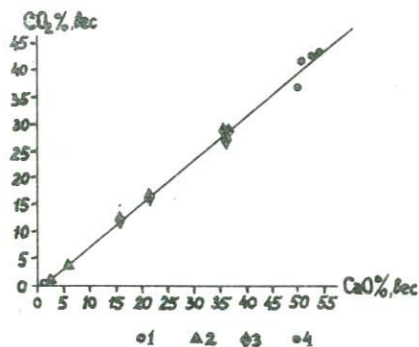


Рис. 12. Содержание CaO и CO_2 в породах Тарныа.

1 - Силекситы; 2 - граносиениты с вкрапленностью кальцита; 3 - СКП; 4 - существенно кальцитовые породы карбонатитовых глобул.

Плавление пород при $P=20$ кбар

Располагая опорными данными о плавлении кальцита при различных условиях, а также о фазовом равновесии в системе $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ при давлении 1 кбар и в системе $\text{CaCO}_3\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-H}_2\text{O}$ до 5 кбар /рис. 13/, необходимо было наметить максимальные значения P и T , при которых возможно равновесное сосуществование обеих жидкостей. Для этого были проведены опытные плавки пород при $P=20$ кбар. Эксперименты проводились на аппаратуре типа модифицированных наковален с дункой, по методу закалки /3/. Температура определялась с помощью термомпары у стенки нагревателя и рассчитывалась в разных частях образца по известному распределению температур в реакционной ячейке. Благодаря большому перепаду температур по образцу можно было в одном опыте качественно выявить общий характер плавления и последовательности кристаллизации фаз. Относительно надежно были определены только температуры ликвидуса образцов с точностью $\pm 20^\circ\text{C}$.

Серия опытов включала плавление гранитов, гранитов в контакте с кальцитом и с силикатно-карбонатной породой, а также плавление тех же пород в присутствии щавелевой кислоты. Учитывая низкое содержание или отсутствие водосодержащих минералов в породах, а также то, что образцы не были заключены в герметичные ампулы, условия опытов приближались к

сухим, а их результаты позволяют фиксировать лишь наиболее существенные качественные моменты.

Основные результаты опытов сведены в таблице и нанесены на РТ диаграмму /треугольники на рис. 13/ совместно с другими данными. Остановимся на отдельных моментах.

В изобарном разрезе $P=20$ кбар области плавления кальцита и гранита максимально сближены, положение точек ликвидуса гранита /1250°/ и кальцита /1300-1330°/ различается всего лишь на 50-80°. Фактическое положение $T^{\circ}_{\text{ликв}}$ кальцита в контакте с гранитом, по нашим данным, совпадает с дивариантной кривой $\text{CaCO}_3 + \text{CaO} = L$, по У.Хуану и П.Уайли /9/, будучи на 130° и 210° ниже, чем $T^{\circ}_{\text{пл}}$ кальцита в присутствии пара и при конгруэнтном плавлении, соответственно /там же/. Ввиду того, что этот непредусмотренный эффект был получен не только с СКП в качестве исходной шихты, но и с чистым кальцитом, его следует связать с присутствием гранита. Наблюдаемое понижение $T^{\circ}_{\text{пл}}$ кальцита могло быть обусловлено, с одной стороны, воздействием паровой фазы гранита при более раннем плавлении последнего и, с другой, частичной диссоциацией кальцита с уходом CO_2 в контактную зону, что равноценно добавлению в шихту извести.

Смесь гранита и кальцита в отношении 10:1 менее тугоплавка, чем чистый гранит, добавление к смеси щавелевой кислоты понижает $T^{\circ}_{\text{пл}}$ и самой смеси, и контактирующего с

Таблица 3

Опыты по плавлению гранитов в контакте (\perp) и в смеси с карбонатом при давлении 20 кбар

Гранит (γ)	Гранит \perp кальцит (Ка)	Гранит \perp смесь гранит+ кальцит	Гранит \perp смесь кальцит+ щавелевая кислота
1	2	3	4
<p><u>Опыт № 14</u></p> <p>Нагрев до 1300°</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma}$ 1230-1250$^{\circ}$</p> <p>65-50% стекла, 35-50% кристаллов (кварц резко пре- обладает в горя- чей зоне)</p>	<p><u>Опыт № 22</u></p> <p>Нагрев до 1330°</p> <p>$T_{ликв}^{Ка}$ 1300-1330$^{\circ}$</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma}$ 1250$^{\circ}$</p> <p>Стекло в горячей зоне и в контакте пород; первые вы- деления кварца. Сфероид- альные пегматоидные но- вообразования в кальците.</p>	<p><u>Опыт № 10</u></p> <p>Нагрев до 1340°</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma+Ка}$ 1300$^{\circ}$</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma}$ 1200$^{\circ}$</p> <p>Сильное плавление. Есть паровая фаза. Первые вы- деления кварца и альби- та. Резкий контакт двух стекол.</p>	
<p><u>Опыт № 1</u></p> <p>Нагрев до $1220-$ 1250°</p> <p>Нет плавления</p>	<p><u>Опыт № 20</u></p> <p>Нагрев до 1250°</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma}$ 1250$^{\circ}$</p>	<p><u>Опыт № 27</u></p> <p>Нагрев до 1215°</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma+Ка}$ 1170-1200$^{\circ}$</p>	<p><u>Опыты № 5, 6, 8</u></p> <p>Нагрев до 1230°</p> <p>$T_{ликв}^{Ка}$ 1200$^{\circ}$</p> <p>$T_{ликв}^{\gamma}$ 1100-1150$^{\circ}$</p>

1	2	3	4
Собирательная перекристаллизация кальцита (радиальные пегматоидные стяжения).	Есть паровая фаза. Размеры и количество пузырьков увеличиваются пропорционально степени плавления смеси.	Обильная паровая фаза и две карбонатных фазы. Собирательная перекристаллизация и плавление кальцита. Кварц и пол.шпат в гранитовом стекле.	
<u>Опыт № 2</u>	<u>Опыт № 29</u>	<u>Опыт № 2а</u>	
Нагрев до 1000°	Нагрев до 1050°	Нагрев до 1020°	
Нет плавления	T _{солид.} 1030-1050°	Нет плавления	
Разложение щелочного амфибола, начало перекристаллизации	Начало перекристаллизации по зонам, параллельным контакту пород	Начало перекристаллизации обеих пород	

Р кбар

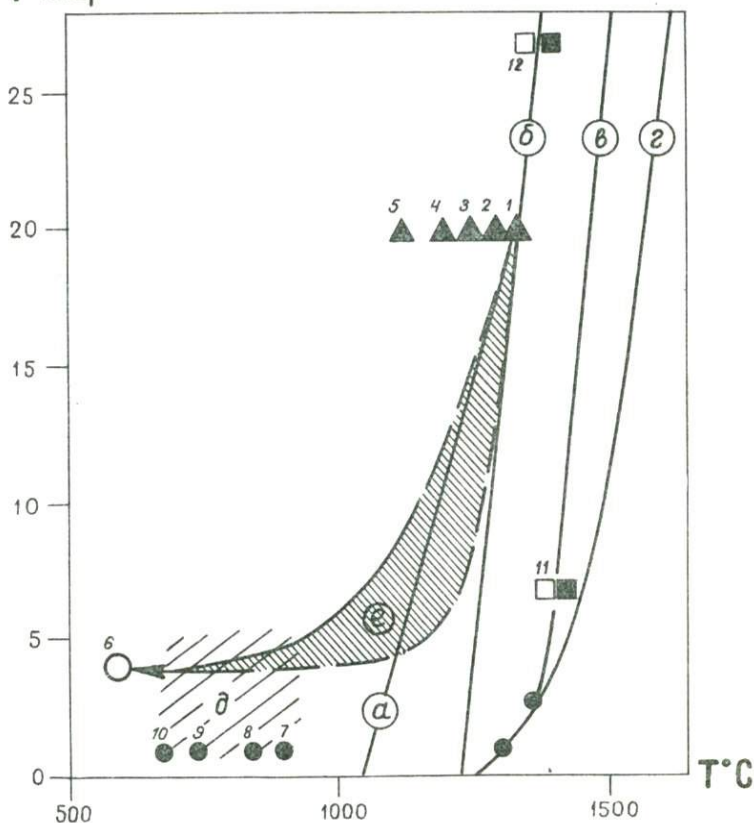


Рис. 13. Предполагаемая область сосуществования несмешивающихся карбонатных и силикатных расплавов в координатах Т-Р.

1-5 - Температуры ликвидуса при Р=20 кбар (настоящая работа): 1 - кальцита, 2 - гранита в контакте с кальцитом, 3 - гранита, 4 - гранита в смеси с кальцитом, 5 - гранита в контакте со смесью кальцита и щавелевой кислоты.

6 - Температура кристаллизации гранитов Тарына по геотермометру Барта-Рябчикова и давление по положению тройного минимума на диаграмме Таттла-Боуэна.

7-12 - Некоторые опорные точки фазовых диаграмм по литературным данным: 7 - плавление альбита в присутствии 10%

воды, 8 - конгруентное плавление порландита; 9 - начало плавления кальцита в присутствии воды, 10 - первый кальцитовый расплав в присутствии избытка воды, 11 - плавление кальцита в присутствии паровой фазы, 12 - плавление кальцита в присутствии CaO.

а-г - Границы фазовых переходов по литературным данным:

а - плавление сухого гранита, б - $\text{CaCO}_3 + \text{CaO} = \text{L}$, в - $\text{CaCO}_3 + \text{V} = \text{L}$, г - $\text{CaCO}_3 = \text{L}$.

д - Область несмешиваемости силикатных и карбонатных жидкостей в системах $\text{CaCO}_3 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ и $\text{АБ-Ка-Н}_2\text{O}$.

е - Предполагаемый ход застывания сосуществующих гранитового и карбонатитового расплавов по данным настоящей работы.

нею порошка гранита на 100-150°. Последнее, как и в охарактеризованном выше случае, можно объяснить наблюдающимся появлением паровой фазы со стороны карбоната и миграцией ее (с увеличением размера пузырьков) к границе карбонат-силикат и от зоны полного к зоне частичного плавления карбонатно-силикатной смеси.

Фазовые отношения в системе карбонатит - гранит

Рассмотренную сложную систему можно свести к более простой: $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ или $\text{АБ-0г} - \text{Ка}$. Алумосиликатные, смешанные и собственно карбонатные составы занимают в ней изолированные поля (фиг. 14,15). Две главные части системы резко разделены геологической границей, но сами не являются однородными и взаимно включают друг друга.

Наряду с геолого-петрографическими наблюдениями, это обстоятельство позволяет предполагать в основе наблюдаемых соотношений следующие физико-химические явления: а) общая несмешиваемость карбонатитов и вмещающего их гранитового расплава, по крайней мере в ликвидусной области; б) ограниченное взаимное проникновение (растворение?) жидкостей у их контакта – более значительное альбита и кварца в карбонатите и менее значительное кальцита в граните – вероятно в надликвидусной области; в) кристаллизация пород в последовательности: основная масса карбонатита и далее граносиенита – основная масса гранита и далее пегматоидных участков в карбонатите – кварц внутри глобул и апофизы кварца в гранитах – поздний кальцит.

Гранитовый расплав находился в равновесии с карбонатитовым, мало отличался от него по температуре и общему давлению, хотя в пограничной зоне между ними на определенном этапе остывания, вероятно, существовал градиент давления флюидной фазы отчасти ввиду низкой растворимости CO_2 в гранитовом расплаве.

Алюмосиликатная составляющая СКП очевидно представляет собой ту часть гранитового вещества, которая была растворена в существенно углекислом флюиде или в смеси $\text{CaO} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{F}$. Аналогично, кальцит, образующий первые выделения в граносиенитах промежуточной зоны, можно считать той частью исходного карбонатита, которая была частично растворена в жидкости гранитового состава и

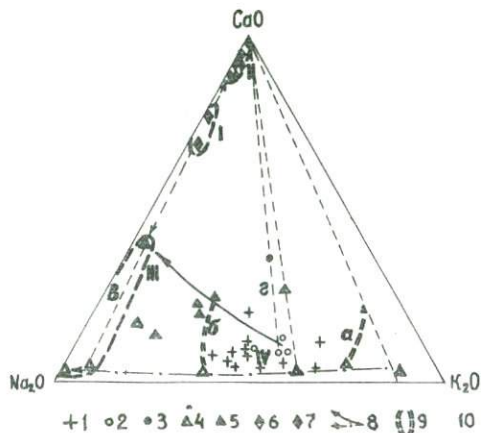


Рис. 14. Соотношения составов пород Тарына в системе $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$.

1 - Граниты; 2 - силекситы; 3 - то же с вкрапленностью кальцита; 4 - граносиениты; 5 - то же с вкрапленностью кальцита; 6 - СКП; 7 - существенно кальцитовые породы; 8 - изменение состава пород по разрезу через контактную зону; 9 - линии, отделяющие поле гранитов от граносиенитов натриевой и калиевой ветвей; 10 - линии, соединяющие чисто силикатные породы с их кальцитсодержащими эквивалентами.

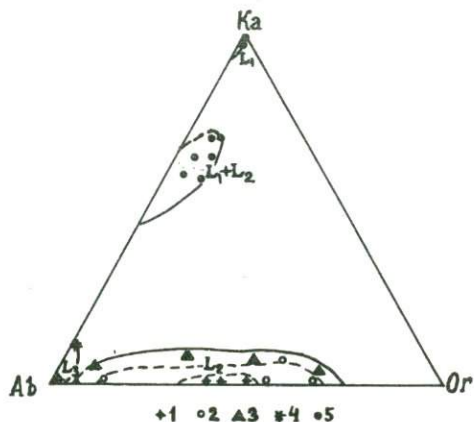


Рис. 15. Поля ликвации в системе $\text{Ca}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}$.

1 - Граниты; 2 - силекситы; 3 - граносиениты; 4 - силикатная часть СКП; 5 - карбонатиты.

частично входила в состав смешанного флюида.

Таким образом, ликвация не была однократным процессом, поскольку состав граничащих между собой жидкостей изменялся и вновь становился неустойчивым в результате газового переноса, термодиффузии или иных видов рассеяния. Рассмотренные отношения всех составляющих системы позволяют отметить несмесимость трех видов: а) раннюю, общую, между СКП и гранитом, б) выпадение кальцита из граносиенитовой жидкости и в) позднюю — распад пересыщенной щелочами силикатно-карбонатной жидкости на чисто карбонатную и чистую альбит-ортоклаз-кварцевую эвтектику.

Показательны следующие детали отношений алюмосиликатных и карбонатных пород, до некоторой степени обосновывающие высказанные выше представления:

1 — состав алюмосиликатной составляющей СКП не идентичен составу гранитов Тарынского интрузива, однако практически непрерывно связан с последним через промежуточную зону граносиенитов;

2 — обогащенность силикатами СКП в среднем выше в крайних участках карбонатитовых глобул и меньше в их центральной части;

3 — среди СКП сохранились явные реликты гранитов, хотя при этом плагиоклазы поздней ликвидировавшей фазы и реликтовые плагиоклазы находятся в нормальных сростаниях.

Возможные пути появления карбонатитовых макровключений в гранитах

Мы исходим из существования всплывающих "капель" ("пузырей", мелких астенолитов) флюидизированных расплавов, которые могут различаться по глубине источника и, следовательно, по составу и по степени перегретости на всех более высоких структурных этажах, по скорости подъема. Следует предположить, что они могли в некоторых особых случаях сливаться, либо нагоняя одна другую, либо захватывая чуждый материал, например, при проходе карбонатитовой капли через зону гранитизации. Еще одним случаем, возможность которого нельзя заведомо отбросить, является зарождение капель обоих рассматриваемых типов в одном гипотетическом очаге при комплементарном разделении материнского вещества, например, аномального сиенитового состава. В связи с этим обращаем внимание на близость температур ликвидуса ($P=20$ кбар) гранита и карбонатита.

Необычность рассмотренного геологического парагенеза кислой магмы и карбонатитовой — обычного спутника ультраосновных щелочных формаций — более поддается объяснению при учете следующих двух обстоятельств.

Во-первых, тектоническая позиция Тарына также достаточно необычна. Она определяется близостью к колоссальному по его значению глубинному взрезу Становой зоны разломов.

Эта зона, ограничивающая с юга Сибирскую платформу и отчленяющая от Алданского щита мобильный блок Становика, с раннего протерозоя и до позднего мезозоя характеризовалась особенно напряженными массовыми проявлениями магматизма и пространственным совмещением контрастных формаций, включая наиболее глубинные из них – дунит-гарцбургитовую, анортозитовую, чарнокитовых гранитоидов, щелочных габброидов, а также сиенитов и гранитов. Для находящихся в сфере влияния Становой зоны участков кратонных архейских структур Алданского щита и Чарской глыбы, независимо от возраста магматизма, характерно преобладание кислых и щелочных пород; магнезиальные породы представлены специфическими флогопитовыми месторождениями, а кальциевые – карбонатитами. Именно к данному подразделению региональной магматической зональности относится наш пример, сочетающий в себе контрастные глубинные продукты, во всех других случаях обособленные друг от друга. Такое совмещение следует приписать тому, что конкретная магмогенерирующая зона активизировалась одновременно на разных глубинных уровнях, включая подлитосферный.

Во-вторых, в петрогенетическом аспекте как гранитовые, так и карбонатитовые магмы могут быть ассоциированы с лейкосиенитовыми породами. Так, эгириновые граниты Тарынского интрузива являются поздним членом сиенит-граносиенит-

аляскитовой серии^{ж)}. Карбонатиты смежных районов Алданского щита составляют обычно центральное ядро полихронных массивов дунитов, ийолитов, эссекситов, сиенитов. Двойственное отношение карбонатитов к ультраосновным щелочным комплексам и наличие у них своих собственных щелочнополевошпатовых ореолов были отмечены выше. Кроме этого необходимо подчеркнуть широко изменчивый валовой состав карбонатитов, — в частности, среди них известны тела, обогащенные или, напротив, резко обедненные темноцветными минералами, кварцсодержащие и бескварцевые, доломитовые и чисто кальцитовые, бедные фосфором и существенно апатитоносные.

При столь широкой изменчивости составов и геологических парагенезов карбонатитов рельефно проступает их общая черта — связь с режимом узкоканального импульсного (порционного, квантованного) поступления летучих соединений в любых сочетаниях с кальцием, магнием, железом, щелочными и некоторыми тугоплавкими редкими металлами. Из всех гранитоидных формаций та же черта отличает формации редкометальных гранитов и вообще "сухие" (гиперсолъвусные)

ж) Нижнепротерозойский возраст этой серии в настоящее время пересматривается нами; так называемый ничатский комплекс является сборным; возраст пород, начиная с сиенитов, является, вероятно, верхнепалеозойским.

граниты, в том числе эгириновые граниты Тарына. Необходимо подчеркнуть, что прямые данные о палинггенном внутрикоровом происхождении последних до сих пор не были получены. Нахождение в них законсервированных флюидизированных расплавов и флюидов определенного состава уменьшает предполагаемый разрыв между ними и карбонатитами и может служить аргументом в пользу мантийного происхождения хотя бы части исходного вещества гранитов, как это, в частности, следует из некоторых петрологических построений.

Заключенде

При изучении макровключений силикатно-карбонатных пород в щелочных гранитах Тарынского интрузива было установлено следующее:

- 1) главные этапы кристаллизации гранитов и кальцит-содержащих пород происходили совместно;
- 2) собственно карбонатные породы полностью соответствуют известным карбонатитам, а ассоциация их с породами лейкосиенитового, альбититового и кварцевого состава близка к ассоциациям, встречающимся в карбонатитовых массивах;
- 3) состав алюмосиликатных пород закономерно меняется от калинатриевых вне карбонатитовых глобул до существенно натриевых внутри них;
- 4) состав зон гранитоидов, окружающих карбонатиты, связан между собой комплементарными отношениями.

Кроме того, на основании геохимических разрезов через контактную область и специального изучения газовой составляющей пород показана резкая смена состава и концентрации флюида, чем, вероятно, регулировалась зональная смена минеральных парагенезисов.

Опытами по плавлению при высоком давлении и установлением разрывов полей модалных составов в системе $\text{Ca-Al}_2\text{O}_3$ показана возможность продолжения интервала несмесимости карбонатных и алюмосиликатных жидкостей до области $P=20$ кбар и $T^0 = 1350^\circ$

Свойства карбонатитовых глобул – сохранение обособленной компактной формы внутри гранитов в широком температурном интервале, многокомпонентный состав флюида и некоторые его признаки высокого внутреннего давления, резко понижавшегося во-вне, а также проявление надкритических состояний /пегматоиды/ и другие особенности – позволяют охарактеризовать их как глубинные флюидно-расплавные включения в гранитовой жидкости, прошедшие весь путь в головной части интрузивной колонны и законсервированные внутри нее на месте ее становления.

Неясной, таким образом, остается форма связи гранитов и карбонатитов на глубинах их выплавления. Отмечавшиеся выше признаки геохимического родства карбонатитов

не только с узкими зонами окружающих их гранитоидов, но и со всей приразломной (надкорневой) частью гранитового интрузива могут быть оценены лишь в рамках достаточно широкой концепции, при учете многих, в том числе кажущихся теперь противоречивыми фактов, касающихся соотношений между геохимической специализацией гранитоидных тел и нахождением в них концентрированных геохимических "пакетов" аномального состава.

Литература

1. Л.Б.Белоножко, А.Н.Леонтьев. О находке эндогенных силикатно-карбонатных пород в связи с докембрийскими щелочными гранитами Кодаро-Удокана. Доклады АН СССР, 226, № 6, 1976, стр. 1411.
2. Е.П.Воробьев. Геохимическая специфика эндогенных кальцитов как важный геологический признак. Ежегодник - 1972 Сибирского института геохимии, Иркутск, 1973.
3. Ю.С.Генштафт. Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М., Наука, 1977 г., стр. 40-47.
4. А.Г.Жабин. Сингенез и метаморфизм карбонатитов. М., Наука, 1971.
5. А.Н.Леонтьев, Л.Б.Белоножко. Сингенез гранитов и силикатно-карбонатных пород в дифференцированном интрузиве щелочных гранитов /Кодаро-Удокан/. В кн. "Геология и

- редкометаллическая металлогения гранитоидных формаций", М., 1973 г., стр. 65-74.
6. П.Дж.Уайли, О.Ф.Таттл. Система $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ и происхождение карбонатитов. В кн. "Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии", Изд. иностран. литературы, М., 1963 г.
7. Г.Фор, Дж.Пауэлл. Изотопы стронция в геологии. Изд. Мир, М., 1974 г.
8. J.Gittings. The significance of some porphyritic textures in carbonatites. *Canad.Mineral.*, v.12, 1976.
9. W.L.Hyang, P.J.Wyllie. Melting relationships in the systems CaO-CO_2 and MgO-CO_2 to 35 kilobars. *Geoch. et Cosmoch.Acta*, v.40, 129, 1976.
10. B.C.King. Alkaline rocks of Eastern and Southern Africa. *Sci.Progress*, XLVIII, №190-192, 504, 1966.
11. A.F.Koster van Groos, P.J.Wyllie. *Trans.Amer.Geophys. Union*, v.44, 1963.
12. A.F.Koster van Groos, P.J.Wyllie. *Amer.J.Sci.*, v.264, № 3, 1966.

13. A.F.Koster van Groos, P.J.Wyllie. Geol.Soc.Amer.Spec. Paper, v.76, 1964.
14. W.C.Luth. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2$ to 20 kbar and the relationship between H_2O content, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and P_{total} in granitic magmas. Amer.J.Sci., v.267A, 1969.
15. D.H.Watkinson, P.J.Wyllie. Canad.Mineral., v.8, pt 3, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

1. В.А.Ермаков. Петрология и происхождение базальтов региональной зоны шлаковых конусов Толбачинского дола. стр. 3
2. Н.А.Титаева, В.А.Ермаков, Т.А.Зозуля, О.Д.Ставров
В.М.Чеховских. Геохимические типы базальтов трещинного Толбачинского извержения 1975 - 1976гг. стр. 69
3. Т.И.Фролова, О.Б.Митрейкина. Явления ликвации в океанических базальтах. стр. 110
4. А.В.Гущин. Петрология базальтов вулкана Тятя (остров Кунашир, Курильская островная дуга). стр. 132
5. Л.Л.Леонова, Э.И.Пополитов, О.Н.Вольнец, И.Т.Кирсанов, Ю.М.Дубик. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм. стр. 157
6. В.А.Селиверстов. Офиолиты Восточной Камчатки.... стр. 177
7. А.Н.Леонтьев, Ю.С.Генштафт. Карбонатитовые обособления в гранитах. стр. 240

Подписано к печати 6/VI-78 г. Т-12114
Объем 17,75 п.л. Тир. 500 экз. Зак. 2951
Московская типография № 9 Союзполиграфпрома
при Государственном Комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли
Москва, Ж-33, Волоцкая ул., д. 40

Цена 80 коп.

2650