

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
Сибирского отделения Российской академии наук

На правах рукописи



Жгилев Александр Павлович

**ГЕОХИМИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ
И МЕГАКРИСТАЛЛОВ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО
АРЕАЛА СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ**

Специальность 1.6.4 – Минералогия, кристаллография. Геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук
Перепелов Александр Борисович

Иркутск - 2025 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
Сокращения, использованные в работе	17
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	19
1.1 Кайнозойский вулканизм Монголии – общие сведения	19
1.2 Тэсийнгольский вулканический ареал	22
1.3 Объекты исследований	25
1.3.1. Вулкан Угуумур	25
1.3.2. Вулкан Бодь-уул.....	27
1.3.3. Мегакристаллы	28
1.3.4. Ксенолиты перидотитов и пироксенитов.....	35
1.4 Возраст вулканических пород и мегакристаллов	36
ГЛАВА 2. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, МЕГАКРИСТАЛЛОВ И КСЕНОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ	40
2.1. Минеральные парагенезисы вулканических пород.....	40
2.2. Мегакристаллы полевых шпатов.....	46
2.3 Мегакристаллы пироксенов.....	50
2.4 Мегакристаллы гранатов и гранаты ксенолитов	50
2.5 Мегакристаллы ильменита	53
2.6 Мегакристаллы слюды.....	57
2.7 Ксенолиты перидотитов и пироксенитов.....	59
2.8 Полимиктовые брекчии	61
2.9 Карбонаты.....	62
ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И МЕГАКРИСТАЛЛОВ	67
3.1 Типы, составы и геохимические особенности вулканических пород	67
3.2. Геохимические особенности мегакристаллов	76
3.3 Геохимические особенности пироксенитов.....	85

ГЛАВА 4. Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И МЕГАКРИСТАЛЛОВ	86
4.1 Условия образования щелочно-базальтовых магм.....	86
4.2 Условия формирования мегакристаллов пироксена и граната.....	89
ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ В МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ	91
5.1 Плавление и перекристаллизация мегакристаллов пироксенов	91
5.2 Образование трубчатых пустот в мегакристаллах санидина.....	99
ГЛАВА 6. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА	102
6.1 Изотопные характеристики пород и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала. Источники вещества.	102
6.2 Микроэлементное моделирование процессов плавления	107
6.3 Модель формирования мегакристаллов, щелочно-базальтовых магм и эволюция магматической системы Тэсийнгольского ареала Северной Монголии	108
6.4 Геодинамические условия позднекайнозойской внутриплитной активизации в Центральной Азии.....	114
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	119
Литература	122
ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ РАБОТЫ	143
ПРИЛОЖЕНИЯ	145
Таблица П 2.1. Средние составы минералов из трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (мас. %).....	145
Таблица П 2.2. Средние составы минералов из базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул (мас. %).	146
Таблица П 2.3. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов санидинов вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).	147

Таблица П 2.4. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов санидинов вулкана Угуумур по данным XRF анализа (мас. %).	149
Таблица П 2.5. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов пироксена вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).	152
Таблица П 2.6. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов и ксенокристаллов граната вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).	155
Таблица П 2.7. Средние составы минеральных фаз в зонах преобразования мегакристаллов граната по данным EDS анализа (мас. %).	156
Таблица П 2.8. Средние составы ксенокристаллов и минералов из перидотитов вулкана Угуумур (мас. %).	157
Таблица П 2.9. Средние составы минералов Grt-содержащего пироксенита и полимиктовой магматической брекчии вулкана Угуумур (мас. %).	158
Таблица П 2.10. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов ильменита вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).	159
Таблица П 2.11. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений магнетита в мегакристаллах ильменита по данным EDS анализа (мас. %).	160
Таблица П 2.12. Представительные составы и кристаллохимические формулы мегакристаллов слюды по данным EDS анализа (мас. %).	161
Таблица П 2.13. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений магнетита в мегакристаллах слюды по данным EDS анализа (мас. %).	164
Таблица П 2.14. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений хлорита в мегакристаллах слюды по данным EDS анализа (мас. %).	165
Таблица П 2.15. Средние составы минеральных фаз в зонах преобразования мегакристаллов слюды по данным EDS анализа (мас. %).	166
Таблица 2.16. Средние составы минералов зональных силикатно-карбонатных включений в оливинах из базанитов вулканического центра Бодь-уул (мас. %).	167

Таблица 2.17. Средние составы карбонатов из пород вулкана Угуумур (мас. %).	167
Таблица П 3.1. Представительные составы пород вулкана Угуумур и смежных участков лавового плато Тэсийнгольского ареала (мас. %).	168
Таблица П 3.2. Представительные составы пород вулкана Бодь-уул (мас. %).	169
Таблица П 3.3. Содержание редких элементов в породах вулкана Угуумур и смежных участков лавового плато Тэсийнгольского ареала (ppm).	170
Таблица П 3.4. Содержание редких элементов в породах вулкана Бодь-уул (ppm).	172
Таблица П 3.5. Средние составы мегакристаллов вулканического центра Угуумур.	174
Таблица П 3.6. Содержание редких элементов в мегакристаллах пироксена вулкана Угуумур по данным LA-ICP-MS анализа (ppm).	175
Таблица П 3.7. Содержание редких элементов в мегакристаллах граната вулкана Угуумур по данным LA-ICP-MS анализа (ppm).	177
Таблица П 5.1. Представительные составы Са-пироксена из зон преобразования мегакристаллов пироксена по данным EDS анализа (мас. %).	178
Таблица П 5.2. Представительные составы и кристаллохимические формулы магнетита из зон преобразования мегакристаллов пироксена по данным EDS анализа (мас. %).	179
Таблица П 6.1. Результаты определения содержания Sr, Rb, Sm и Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул.	180
Таблица П 6.2. Результаты определения содержания свинца и изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул.	181
Таблица П 6.3. Результаты определения содержания Sr, Rb, Sm и Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в мегакристаллах вулкана Угуумур.	181

ВВЕДЕНИЕ

Во внутриконтинентальных областях кайнозойской магматической активизации, в частности в Центральной Азии (Прибайкалье, Монголия, Китай), широко проявлен щелочно-базальтовый вулканизм. В многочисленных научных публикациях российских и зарубежных ученых содержатся результаты геолого-геохимических исследований кайнозойского вулканизма Центральной Азии [Кепежинская и др, 1977; Генштафт и др, 1978; Кисилев и др., 1979; Девяткин, 1981; Салтыковский, Генштафт, 1985; Рассказов, 1993; Рассказов, 1996; Barry et al., 2003; Логачев, 2003; Yarmolyuk et al., 2003; Kovalenko et al., 2004; Yarmolyuk et al., 2007; Demonterova et al., 2007; Перепелов и др., 2010; Savatenkov et al., 2010; Barry, Kent, 2011; Yarmolyuk et al., 2011; Hunt et al., 2012; Tsypukova et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014; Ivanov et al., 2015; Цыпукова и др., 2017^{а,б}, 2018^{а,б}, 2021; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Perepelov et al., 2017; Ancuta, 2017; Litasov et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Tsypukova et al., 2019; Perepelov et al., 2020; Цыпукова и др, 2022; Жгилев и др., 2022^{а,б}, 2025].

Проведенные исследования касались, прежде всего, вопросов датирования вулканических комплексов, минералогии и геохимии пород, а также условий происхождения и эволюции базальтоидных магм и их связи с процессами рифтогенеза и плюмовой геодинамики. Совокупность полученных сведений о кайнозойском вулканизме в Центральной Азии позволяет рассматривать вопросы строения и взаимодействия вещества литосферной и астеносферной мантии, реконструировать природу и состав источников базальтоидных магм, и геодинамические условия их проявления в рамках общих петрологических моделей. Тем не менее, новые исследования ранее не изученных или слабо изученных кайнозойских вулканических ареалов в этом регионе нередко дополняют или устанавливают ограничения на разработанные петрогенетические модели.

На территории Монголии одним из крупных и наименее изученных кайнозойских вулканических ареалов, связанных с проявлением щелочно-

базальтовых магм, является Тэсийнгольский ареал, расположенный в пределах Тувино-Монгольского микроконтинента в Северной Монголии [Салтыковский, Геншафт, 1983]. Особенностью строения этого ареала является развитие лавовых плато с достаточно большими объемами эруптивных отложений и наличие лавово-эксплозивных вулканических центров. Ранее в продуктах извержений Тэсийнгольского ареала исследователями были обнаружены многочисленные мантийные ксенолиты (гранат-содержащие и шпинелевые перидотиты) и мегакристаллы калиевых и темноватых минералов (санидины, клинопироксены и ильмениты) [Салтыковский, Геншафт, 1983; Геншафт, Салтыковский, 1990, 2000]. В указанных работах содержались краткие сведения о составе пород, мантийных ксенолитов и мегакристаллов. При этом в сравнении со многими другими кайнозойскими вулканическими ареалами Монголии Тэсийнгольский ареал до сих пор является наименее изученным. Ряд таких вопросов, как возраст формирования, особенности минерального и изотопно-геохимического состава пород, а также вопросы происхождения щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов ареала, как и вопросы их парагенетической связи, оставались не решенными.

Тэсийнгольский позднекайнозойский вулканический ареал Северной Монголии является **главным объектом** исследований настоящей диссертационной работы. В период с 2016 года и по 2024 год в результате исследований, проведенных с участием автора, были получены первые и новые данные о возрасте, минеральном и изотопно-геохимическом составе пород и ксеногенного материала вулканических центров Угуумур и Бодь-уул и лавовых плато Тэсийнгольского ареала. В качестве модельных объектов исследований выбраны вулканические центры Угуумур и Бодь-уул, что обосновано рядом факторов. В строении этих центров обнаружены все характерные для Тэсийнгольского ареала типы вулканических пород, ксеногенных включений и мегакристаллов калиевых и темноватых минералов. Они являются разновозрастными, различаются по формам вулканической активности, составу пород и минеральных парагенезисов, что позволило установить характер развития

вулканической активности в ареале и разработать необходимые петрогенетические модели. Установлено, что по многообразию продуктов извержений, мантийных ксенолитов и мегакристаллов Тэсийнгольский ареал не имеет аналогов среди других ареалов Северной Монголии.

Актуальность проведённого исследования заключается в разработке модели развития магматической системы Тэсийнгольского вулканического ареала, что вносит значительный вклад в понимание причин и особенностей развития позднекайнозойской внутриплитной вулканической активности в Центральной Азии. Актуальным также является определение условий происхождения мегакристаллов темноцветных минералов, процессов их преобразования, и роли карбонатного вещества в происхождении и эволюции щелочно-базальтовых магм.

Целью работы является установление источников, условий происхождения и минералого-геохимических особенностей внутриплитных щелочно-базальтовых магм и определение парагенетических связей с ними мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов на примере Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии.

Основные задачи исследования:

1. Определить возраст формирования вулканических центров Тэсийнгольского вулканического ареала на основе геологических и геохронологических исследований.
2. Провести типизацию пород Тэсийнгольского вулканического ареала и установить направленность вещественной эволюции вулканизма во времени.
3. Определить составы минеральных парагенезисов вулканических пород и мантийных ксенолитов Тэсийнгольского ареала.
4. Провести изучение мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов Тэсийнгольского ареала, установить их состав, изотопные и редкоэлементные характеристики.
5. Изучить процессы преобразования мегакристаллов при их транспортировке щелочно-базальтовыми магмами.

6. Установить парагенетические связи щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов в магматической системе Тэсийнгольского вулканического ареала.

7. Определить источники вещества и роль карбонатного вещества в образовании и эволюции щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала.

Фактический материал. Исследования выполнены на основе материалов, полученных и обработанных лично или с участием автора в 2019-2024 годах в период работы и обучения в очной аспирантуре ИГХ СО РАН.

Геологические материалы по позднекайнозойскому вулканизму Тэсийнгольского ареала Северной Монголии исследованы на основе коллекций материалов научного руководителя Перепелова А.Б. и материалов, полученных с участием автора при проведении экспедиционных исследований в Северной Монголии с 2016 по 2023 год. Коллекция, которая использована при исследованиях Тэсийнгольского вулканического ареала, включает 165 образцов пород, 162 мегакристаллов и 25 ксенолитов. Изучено более 80 шлифов пород, 30 аншлифов, получено более 3300 анализов минералов и около 80 анализов составов пород.

Методы исследований. В работе использовались минералого-петрографические и изотопно-геохимические методы исследований. Структуры пород и их минеральный состав изучались с использованием современных поляризационных микроскопов. Составы минералов были установлены с применением EDS метода микроанализа. Состав пород и мегакристаллов и отдельных ксенолитов, а также содержания в них редких элементов определены с применением рентгено-флуоресцентного метода, метода масс-спектрометрии с индукционно связанной плазмой и лазерной абляции. Использовались аттестованные методики с контролем качества анализов по международным стандартным образцам. Обработка результатов анализов составов пород и минералов и графические построения выполнялись с использованием лицензионного программного обеспечения и специализированных петрологических и минералогических программ. В работе использованы сведения по теме работы из российских и зарубежных литературных источников, а также материалы из геологических фондов.

Аналитические исследования вулканических пород, мегакристаллов и ксенолитов Тэсийнгольского ареала проведены в ИГХ СО РАН (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований», г. Иркутск), в ИЗК СО РАН (ЦКП «Геодинамика и геохронология», г. Иркутск), в ГИН СО РАН (ЦКП «Геоспектр», г. Улан-Удэ), а также в ИГМ СО РАН (ЦКП «Многоэлементных и изотопных исследований», г. Новосибирск).

Определение возраста выполнено для вулканических пород Тэсийнгольского ареала и мегакристалла санидина $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом с использованием масс-спектрометра Noble gas 5400 фирмы Микромасс (Англия) и многоколлекторного масс-спектрометра Argus фирмы GV-Instruments (Англия) [Травин и др., 2009]. Для датирования пород использовался материал тонкокристаллического матрикса.

Составы минералов установлены в ГИН СО РАН с использованием электронного микроскопа LEO 1430VP (Carl Zeiss, Германия) с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 350 (Oxford Instruments Analytical Ltd.) и в ИГХ СО РАН с применением сканирующего электронного микроскопа «Tescan MIRA 3 LMH» с системой EDS «AztecLive Advanced Ultim Max 40». Методики минералогических исследований описаны в работах [Tsypukova et al., 2014; Perepelov et al., 2020].

Концентрации главных и редких элементов в породах и минералах установлены в ИГХ СО РАН. С этой целью использовался рентгено-флуоресцентный спектрометр S4 Pioneer (Bruker AXS, Германия) [Amosova et al., 2016], масс-спектрометр с магнитным сектором ELEMENT 2 (ThermoFinnigan, Германия) [Perepelov et al., 2007] и квадрупольный масс-спектрометр «NexION 300D» (Perkin Elmer, USA). Содержания в породах FeO установлены по методике [Chubarov et al., 2015]. Качество анализов на редкие элементы контролировалось с использованием стандартных образцов BHVO-2 и AGV-2.

Измерения изотопных отношений Nd, Sr и Pb осуществлялось на приборе MC ICP-MS NEPTUNE Plus (Fisher Scientific GmbH) в ИГХ СО РАН с использованием при подготовке проб к анализу методик [Pin, Zalduegui, 1997; Pin et al., 1994; Krogh, 1973] с незначительными изменениями. Качество анализа контролировалось

измерением стандартных образцов SRM-987, JNd-1 и NBS-981. При масс-спектрометрических измерениях изотопного состава Pb применялся метод двойного изотопного разбавления с применением трассера $^{207}\text{Pb}+^{204}\text{Pb}$ [Galer, 1999; Rudge et al., 2009].

Редкие элементы для ряда образцов мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала определялись методом индуктивно-связанной плазмы с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в ИЗК СО РАН с использованием установки лазерной абляции Analyte Excite с ячейкой HelEx II (эксимерный ArF лазер с длиной волны 193 нм) и квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7900. Для калибровки результатов анализа использовался стандартный образец NIST 612, а для контроля качества стандарт базальтового стекла BHVO-2G [Gornova et al., 2023]. Содержания элементов рассчитывались с использованием программного обеспечения «Iolite 4.7». В качестве внутреннего стандарта использовался изотоп кремния ^{29}Si .

Рентгеноструктурный анализ мегакристаллов полевых шпатов проводился с использованием дифрактометра D8 ADVANCE Bruker, оснащенном зеркалом Göbel и детектором VÅNTEC-1 PSD. Обработка полученных данных была выполнена с использованием пакета программных средств DIFFRACplus. Минеральные фазы в образцах были идентифицированы с помощью Базы данных порошковой дифрактометрии PDF-2 (ICCD, 2007).

Личный вклад. Автор участвовал в экспедиционных работах в Северной Монголии, изучал геологическое строение Тэсийнгольского вулканического ареала и систематизировал необходимую для исследований коллекцию проб вулканических пород, мегакристаллов и ксенолитов. Автор осуществлял подготовку препаратов для минералого-геохимических исследований, лично участвовал в определении составов парагенезисов минералов с использованием EDS анализатора и электронного микроскопа, выполнял расчеты кристаллохимических формул минералов и проводил фотосъемку образцов пород и мегакристаллов. Выполнял классификацию пород и минералов, графические построения для демонстрации результатов исследований. Осуществлял

интерпретацию полученных минералогических и изотопно-геохимических данных, проводил расчеты РТ условий формирования щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов ареала с использованием современных эмпирических геотермометров и геобарометров. Изучал процессы преобразования мегакристаллов под воздействием базальтовых магм. Проводил изучение и обобщение материалов научных публикаций по теме исследований. Лично и в соавторстве готовил и представлял на российских конференциях доклады и участвовал в подготовке публикаций по направлению работ для российских и зарубежных журналов. Все выводы и защищаемые положения диссертационной работы сформулированы лично автором.

Научная новизна диссертационной работы заключается в проведении геохронологических, изотопно-геохимических и минералогических исследований Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала, в том числе представительных вулканических центров Угуумур и Бодь-уул. Установлено широкое распространение в лавах и эруптивном материале Тэсийнгольского вулканического ареала ксенолитов перидотитов, пироксенитов и мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов. Определено, что вулканическая активность Тэсийнгольского ареала происходила в раннемиоценовое (~17 млн лет) и после значительного перерыва в среднемиоценовое время (~12.5 млн лет). Показано, что в раннем миоцене проявлялись щелочные базанитовые и фонотефритовые магмы, а в средне-миоценовое время были образованы субщелочные трахибазальт-трахиандезитовые комплексы пород. Установлен возраст мегакристаллов санидина (~15 млн лет). Определен состав минеральных ассоциаций вулканических пород Тэсийнгольского ареала. В вулканических породах, полимиктовых брекчиях и ксенолитах Тэсийнгольского ареала обнаружено широкое развитие карбонатных фаз, установлена значительная роль карбонатного вещества в эволюции магматической системы. В породах ареала впервые обнаружены и исследованы мегакристаллы граната, апатита и флогопита. Изучены уникальные по составу Ilm-Ap-Cal полимиктовые магматические брекчии. Впервые получены редкоэлементные и изотопные характеристики пород

и мегакристаллов ареала. Определены РТ условия происхождения щелочно-базальтовых магм, образования мегакристаллов Cpx и Grt и изучены процессы преобразования мегакристаллов клинопироксенов под воздействием щелочно-базальтовых магм. На основе анализа изотопно-геохимических особенностей пород выдвинуто предположение о том, что в качестве одного из источников щелочно-базальтовых магм Тэсийнгольского ареала могло быть вещество древней субдуцированной океанической литосферы, а процессы магматической активизации в позднем кайнозое в Центральной Азии могут быть связаны с глобальными геодинамическими событиями.

Практическая значимость исследования выполненного исследования заключается в возможности использования данных изотопного датирования пород Тэсийнгольского вулканического ареала при корреляции геологических и геодинамических событий в кайнозое Центральной Азии. Петрологическое значение имеет определение РТ условий происхождения щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов, а также установление изотопных признаков участия в магмообразовании древнего рециклированного вещества. Прикладное значение может иметь факт обнаружения среди продуктов извержений в ареале полимиктовых брекчий, обогащенных мегакристаллами ильменита, которые могут являться потенциальным сырьем для получения рудного концентрата.

Апробация результатов исследования. По теме работы автором опубликовано 2 статьи WOS, в том числе одна в зарубежном журнале «Minerals», а также 8 тезисов докладов в материалах российских конференций. В публикациях в необходимой степени отражены все главные результаты исследований.

Результаты исследований докладывались на следующих конференциях: XVIII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2020 г.); XIII Всероссийское петрографическое совещание (с участием зарубежных ученых) (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2021); Научный семинар «Минералогия и музеи: синергия науки и искусства» (ИрНИТУ, Иркутск, 2022 г.); Всероссийская конференция (с участием зарубежных ученых) «Современные

направления развития геохимии») (ИГХ СО РАН, Иркутск, 2022 г.); VI Международная научная конференция, посвященная 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН (ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2023 г.); V Всероссийская конференция с участием иностранных ученых «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», посвященная памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2024 г.); VII Всероссийская научная конференция с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» (ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, 2025 г.); XXIII Всероссийская научная конференция «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (ИЗК СО РАН, Иркутск, 2025 г.).

Структура и объём работы. Диссертация состоит из введения, шести глав и заключения, общим объёмом 181 страница, включая 67 рисунков, 6 таблиц, 29 табличных приложений и список литературы из 178 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в лаборатории геохимии гранитоидного магматизма и метаморфизма Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН в 2021-2024 гг. Автор выражает свою признательность коллективу лаборатории, а также сотрудникам других научных и аналитических подразделений института за помощь и поддержку в выполнении исследований, а именно лаборатории геохимии изотопов, химико-аналитической лаборатории и лаборатории рентгеновских методов анализа Центра коллективного пользования «Изотопно-геохимических исследований». Проведение микрозондовых минералогических исследований было обеспечено специалистами ИГХ СО РАН к.г.-м.н. Щербаковым Ю.Д., к.х.н. Белозеровой О.Ю., а также в ГИН СО РАН к.г.-м.н. Канакиным С.В и к.г.-м.н. Хромовой Е.А. Высококачественные аналитические данные получены химиками-аналитиками и специалистами ИГХ СО РАН к.г.-м.н. Зарубиной О.В., д.т.н. Финкельштейном А.Л., к.х.н. Чубаровым В.М., к.х.н. Амосовой А.А. Изотопные исследования Sr, Nd и Pb выполнены в ИГХ СО РАН под руководством к.г.-м.н. Дриля С.И. Автор благодарит к.г.-м.н. Каневу Е.В. за проведение высококачественных рентгено-структурных исследований мегакристаллов

полевых шпатов. Особую благодарность автор выражает главному специалисту М.А. Митичкину за помощь в изготовлении высококачественных препаратов для минералогических исследований.

В проведении экспедиционных работ, отборе представительных коллекций материалов по объектам исследования, а также в получении ряда результатов исследований активное участие принимали Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Митичкин П.М. и Пузанков М.Ю. Автор благодарен монгольским коллегам к.г.-м.н. Д. Одгэрэл (Геологический институт МАН), а также профессору, д.г.-м.н. О. Гэрэл и к.г.-м.н. Д. Бат-Ульзий (Монгольский государственный университет науки и технологий) за научное сотрудничество и помощь в организации экспедиционных исследований на территории Монголии.

Автор выражает признательность сотрудникам ИГХ СО РАН, докторам геолого-минералогических наук Антипину В.С., Ефремову С.В., Левицкому В.И., Макрыгиной В.А., Воронцову А.А. и кандидатам геолого-минералогических наук Демонтеровой Е.И., Кузнецовой Л.Г., Куц Л.В., Левицкому И.В., а также Асеевой А.В. (ДВГИ ДВО РАН) за научное сотрудничество и обсуждение материалов.

Автор благодарит руководителя ЦКП «Геодинамики и геохронологии» ИЗК СО РАН профессора РАН, д.г.-м.н. Иванова А.В. и сотрудника ИГХ СО РАН к.г.-м.н. Каримова А.А. за помощь в обеспечении LA-ICP-MS анализа минералов.

В заключение, автор выражает свою признательность и благодарность д.г.-м.н. Перепелову А.Б., под научным руководством которого была выполнено данное диссертационное исследование.

Защищаемые положения:

1. Вулканические центры Тэсийнгольского ареала Северной Монголии формировались в раннем миоцене (~17 млн лет) с проявлением щелочных базанитовых и фонотефритовых магм и затем в среднемиоценовое время (~12.5 млн лет) с преобладанием субщелочных трахиандезибазальтовых расплавов, высокой эксплозивной активностью и широким распространением в породах мантийных ксенолитов и мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов.

Возраст формирования мегакристаллов санидина составляет ~15 млн лет и находится во временном интервале активности магматической системы ареала.

2. В истории эволюции магматической системы Тэсийнгольского вулканического ареала происходило уменьшение глубин магмообразования с формированием вначале щелочных магм вблизи границы астеносферной и литосферной мантии в интервале давлений ~21-28 кбар и температур ~1360-1430 °С и затем субщелочных расплавов в верхах литосферной мантии при давлениях 10-16 кбар и температурах ~1190-1240 °С. Мегакристаллы гранатов и пироксенов были образованы в гранатовой фации глубинности литосферной мантии при давлениях ~18-24 кбар и температурах ~1190-1330 °С.

3. При транспортировке мегакристаллов темноцветных минералов щелочно-базальтовыми магмами происходит преобразование гранатов, а также инконгруэнтное плавление пироксенов. В отличие от келифитовых и симплектитовых текстур в гранатах, в мегакристаллах Са-На пироксенов при давлениях ~0.5-11 кбар и температурах ~1150-1065 °С образуются ленточные и губчатые текстуры, представленные ассоциацией новообразованных Sr_{xh} авгитового и ферроавгитового составов, магнетита и высоко-На стекла.

4. В образовании щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала принимали участие гранат- и карбонат-содержащие мантийные источники вещества, отвечающие в целом характеристикам обогащенной мантии ЕМІ типа с незначительным участием мантии типа PREMA. Происхождение таких источников связывается с процессами метасоматоза и газирования пород верхней мантии при участии вещества океанической литосферы, субдуцированной в геологическом прошлом.

Сокращения, использованные в работе

- LOI – потери при прокаливании
- TAS – Total Alkali-Silica, сумма оксидов $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (мас. %)
- Mg# – коэффициент магнезиальности, $\text{Mg\#} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{+2})$ мол. %
- HFSE – High Field Strange Elements, высокочargedные элементы
- LILE – Large Ion Lithophile Elements, крупноионные литофильные элементы
- REE (PЗЭ) – Rare Earth Elements, редкоземельные элементы
- LREE – Light Rare Earth Elements, лёгкие редкоземельные элементы (La, Ce, Pr, Nd, Sm)
- HREE – Heavy Rare Earth Elements, тяжёлые редкоземельные элементы (Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y)
- PREMA – PREvalent MAntle, преобладающая мантия
- EM – Enriched Mantle, обогащённая мантия
- EM I – обогащённая мантия I-го типа
- EM II – обогащённая мантия II-го типа
- DM – Depleted Mantle, деплетированная мантия
- Lrz – лерцолит
- Pgx – пироксенит
- ТАБ – трахиандезибаза́льт
- ТА – трахиандезит
- БЗ – базанит
- ФТ – фонотефрит
- ИЗМ – измененная порода
- T – температура, P – давление
- н.о. – не обнаружено
- ϵNd – параметр, характеризующий соотношения I_{Nd} с модельным отношением соответствующих изотопов неодима на момент образования породы $I_{(\text{Nd CHUR})}$ в мантийном однородном хондритовом резервуаре CHUR
- САОВ - Центрально-Азиатский орогенный пояс

Минералы и миналы: Ol – оливин, Fo – форстерит, Fa – фаялит, Тер – тефроит, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен, Wo – волластонит, En – энстатит, Fs – ферросиллит, Jd – жадеит, Ae – эгирин, Q – квадрант (Wo, En, Fs), Pl – плагиоклаз, Fsp – полевоый шпат, Kfs – K-Na полевоый шпат, Sa – санидин, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Qtz – кварц, Mgt – магнетит, Ti-Mgt – титаномангнетит, Ilm – ильменит, Spl – шпинель, Usp – ульвошпинель, Hc – герценит, Gkl – гейкелит, Pyf – пиррофанит, Hem – гематит, Chr – хромит, Ghn – ганит, Ne – нефелин, Lc – лейцит, Kls – кальсилит, Ap – апатит, Cal – кальцит, Dol – доломит, Sd – сидерит, Mgs – магнезит, Rdn – родонит, Grt – гранат, Pyp – пироп, Alm – альмандин, Grs – грассуляр, Sps – спессартин, Uv – уваровит, Adr – андрадит, Bt – биотит, GM – Ground Mass, основная масса, Mx – матрикс. Сокращения названий минералов приведены согласно работе [Nickel, Grice 1998].

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Кайнозойский вулканизм Монголии – общие сведения

В последние более чем 30 млн лет, начиная от олигоцена и вплоть до голоцена в южном обрамлении Сибирского кратона, в частности в Монголии проявился щелочно-базальтовый вулканизм. В результате дискретной во времени эндогенной активности на территории Монголии была образована большая группа рассеянных по территории вулканических ареалов (рис. 1.1.1). Вопросы о причинах активизации вулканической деятельности в этом регионе, происхождении базальтоидных магм и их эволюции, а также о природе источников магматических расплавов до сих пор обсуждаются. Итоги исследований кайнозойского вулканизма Монголии отражены во многочисленных публикациях, к примеру [Кепежинская и др., 1977; Геншафт, 1978; Кисилев и др., 1979; Девяткин, 1981; Салтыковский, Геншафт, 1983; Рассказов, 1993; Рассказов, 1996; Barry et al., 2003; Логачев, 2003; Yarmolyuk et al., 2003; Kovalenko et al., 2004; Yarmolyuk et al., 2007; Demonterova et al., 2007; Перепелов и др., 2010; Savatenkov et al., 2010; Barry, Kent, 2011; Yarmolyuk et al., 2011; Hunt et al., 2012; Tsypukova et al., 2014; Yarmolyuk et al., 2014; Ivanov et al., 2015; Rasskazov, Chuvashova, 2017; Perepelov et al., 2017; Ancuta, 2017; Litasov et al., 2019; Togtokh et al., 2019; Perepelov et al., 2020; Цыпукова и др., 2022; Жгилев и др., 2025]. В этих и других работах представлены данные о времени образования позднекайнозойских вулканических ареалов, составе, минералогии и изотопных характеристиках пород. Сделаны выводы о возможных источниках магматического вещества и причинах позднекайнозойской внутриплитной вулканической активизации в Центральной Азии.

Модели происхождения внутриплитного вулканизма Центральной Азии многообразны. Одни исследователи рассматривают связь процессов щелочно-базальтового магмообразования в позднем кайнозое с процессами активного или пассивного рифтогенеза [Кисилев и др., 1979; Логачев, 2003; Ivanov et al., 2015].

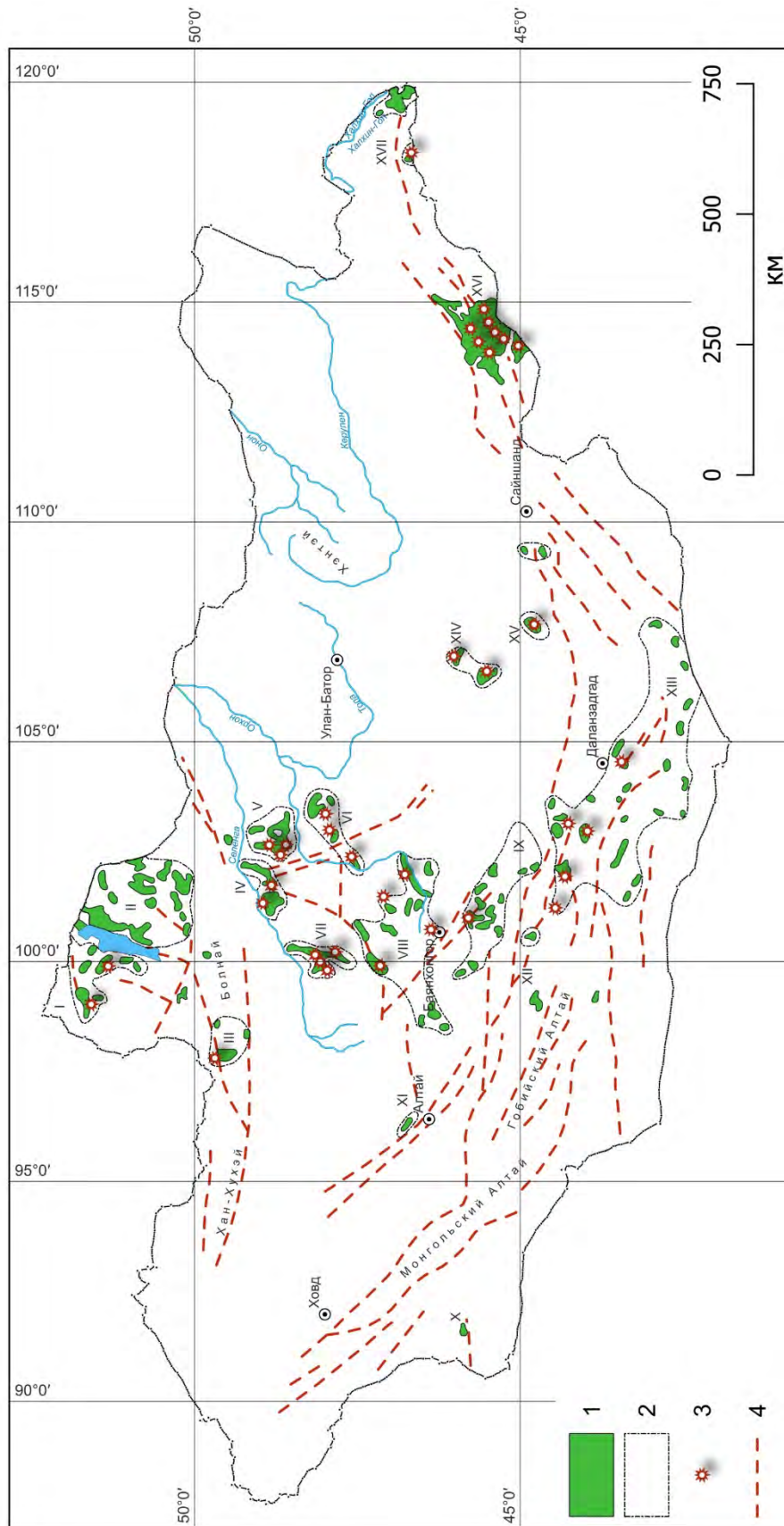


Рис. 1.1.1.1. Схема положения кайнозойских вулканических ареалов на территории Монголии по [Генштафт, Салтыковский, 1990].

Условные обозначения: 1 – проявления кайнозойского вулканизма Монголии, 2 – границы вулканических ареалов, 3 – вулканические центры, 4 – главные тектонические нарушения. Вулканические ареалы: I – западного Прихубсугулья, II – Восточного Прихубсугулья, III – Тэсийногорьский, IV – Хануин-гольский, V – Орхон-Селингинский, VI – Угий-нурский, VII – Тарят – Чулутынский, VIII – Южно-Хангайский, IX – Долиноозерский, X – Барун-Хурайский, XI – Дзабханский, XII – Гоби-Алтайский, XIII – Северо-Гобийский, XIV – Мандал-Гобийский, XV – Ундэршилский, XVI – Даригангский, XVII – Халхин-гольский.

Другие модели базируются на представлениях о плюмовом магмогенезе или апвеллинге сублитосферной мантии [Savatenkov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2014; Ancuta, 2017]. В последнее время широкое развитие получили представления о связи источников магм с процессами рециклинга вещества океанической литосферы, субдуцированной в геологическом прошлом [Xu et al., 2012; Li et al., 2016; Perepelov et al., 2020].

В данной работе на основе опубликованных и новых данных, полученных в период с 2016 по 2024 год, приводятся результаты исследований одного из наименее изученных районов кайнозойского вулканизма Северной Монголии, Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала (рис. 1.1.2).

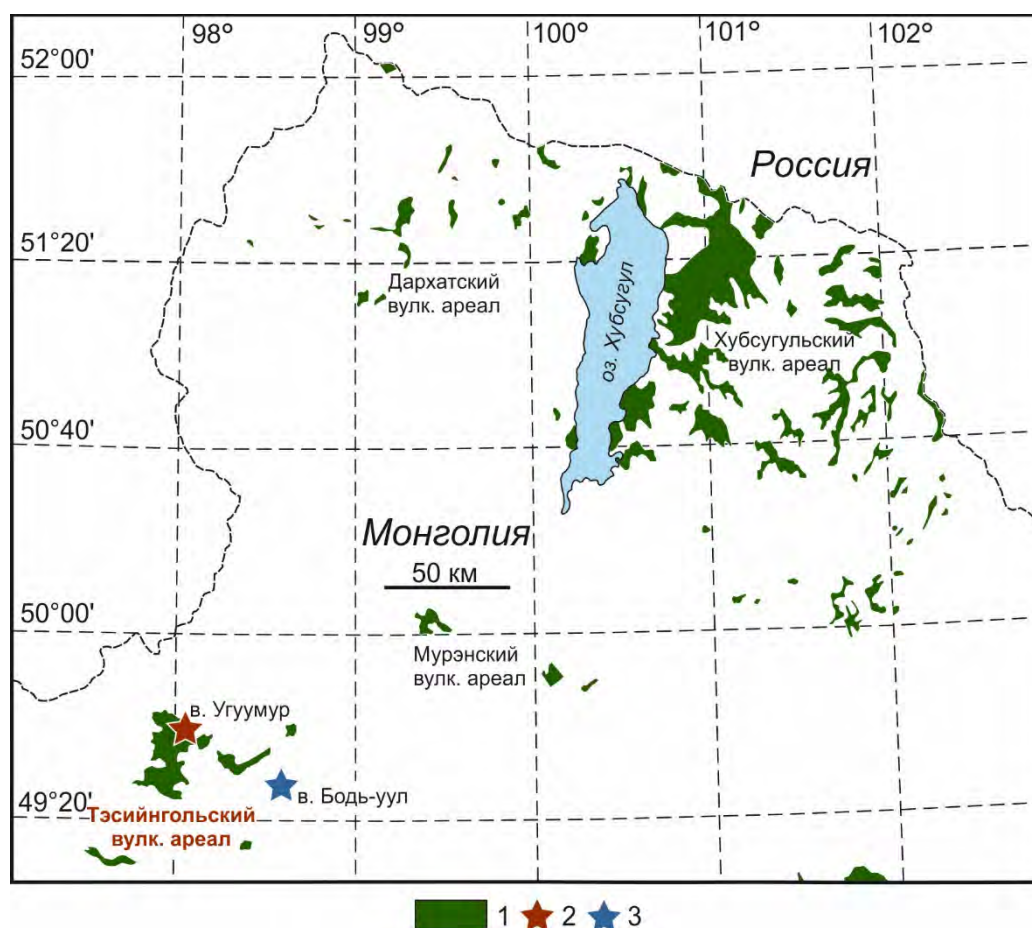


Рис. 1.1.2. Схема распространения позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии.

Названия ареалов приведены по [Savatenkov et al., 2010; Yarmolyuk et al., 2014] с дополнениями. Условные обозначения: 1 – позднекайнозойские вулканические ареалы, 2 – вулкан Угуумур, 3 – вулкан Бодь-уул.

1.2 Тэсийнгольский вулканический ареал

Тэсийнгольский вулканический ареал расположен в Северной Монголии и представляет собой комплекс разобщенных между собой лавовых плато и нескольких локализованных эруптивно-лавовых вулканических центров (рис. 1.2.1). Лавовые плато и вулканические центры ареала расположены в бассейне рек Тэсийн-гол, Хужирт-гол, Агарын-гол, Хух билчэр гол и вблизи оз. Тунэмэн-нур. Наиболее крупное лавовое плато находится в междуречье рек Тэсийн-гол, Агарын-гол, Маанотын-гол, Шар хундийн-гол, Буриа-гол и имеет размеры 15 км по широте и около 30 км с севера на юг (рис. 1.2.1). В долине реки Хужирт-гол по обеим ее бортам на расстояние до 45 км с востока на запад следятся менее крупные фрагменты плато с мощностью лавовых разрезов до 100-120 м. Мощность отдельных лавовых потоков базальтоидов плато варьирует от 2-3 до 10-12 м. Нередко они отделяются друг от друга горизонтами туфобрекчий. Общий размер ареала достигает до 35 км по длине и до 65 км по широте. Время образования вулканических комплексов пород было отнесено ранее к среднему и позднему плейстоцену [Геологическая карта..., 1979, 1980].

В строении лавовых плато выделяются участки развития достаточно мощных (до 4-5 м) и протяженных (до 100-300 м) полей шлаков и брекчированных пород с ярко-бурыми и красноватыми оттенками, которые отличаются высокой насыщенностью обломками мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов (рис. 1.2.2) и наличием в эруптивных отложениях ксенолитов перидотитов и пироксенитов. Вулканические породы ареала представлены трахибазальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами и редко базанитами и фенотекритами.

Фундаментом кайнозойских вулканических толщ ареала служат кембрийские метаморфизованные осадочные отложения с участием терригенных и карбонатных пород, а также палеозойские гранитоидные интрузии, пермские вулканогенные комплексы и юрские терригенные толщи. Залегание пород фундамента повсеместно нарушено разномасштабными разрывными нарушениями с преобладанием разломов северо-восточного и субширотного простирания.

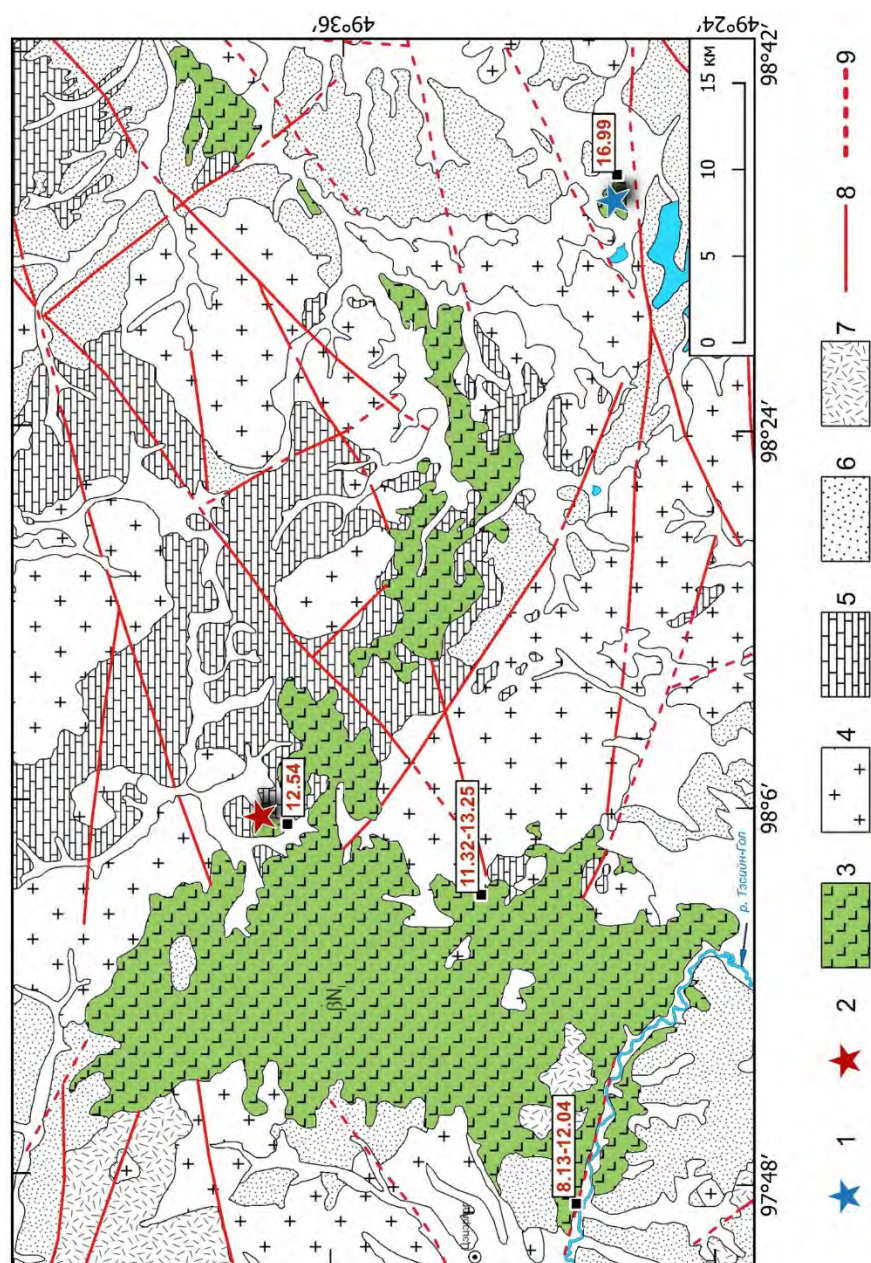


Рис. 1.2.1. Схема геологического строения Тэсйингольского вулканического ареала Северной Монголии.

Схема составлена на основе геологических карт 1:200000 (листы М-47-XX, М-47-XXI) [Геологическая карта..., 1979, 1980]. Вулканические центры 1- Бодь-уул, 2 - Угуумур; 3 - позднелавовые лавовые плато, 4 - палеозойские гранитоидные интрузии, 5 - нижнепалеозойские толщи известняков, фосфоритов, кварцитов и метапесчаников, 6 - кембрийские метаморфизованные осадочные отложения с участком терригенных и карбонатных пород, 7 - ранне-среднепермские вулканогенные и карбонатные отложения, 8 - достоверные и 9 - предполагаемые тектонические нарушения. На схеме указан возраст формирования отдельных вулканических объектов (млн лет).

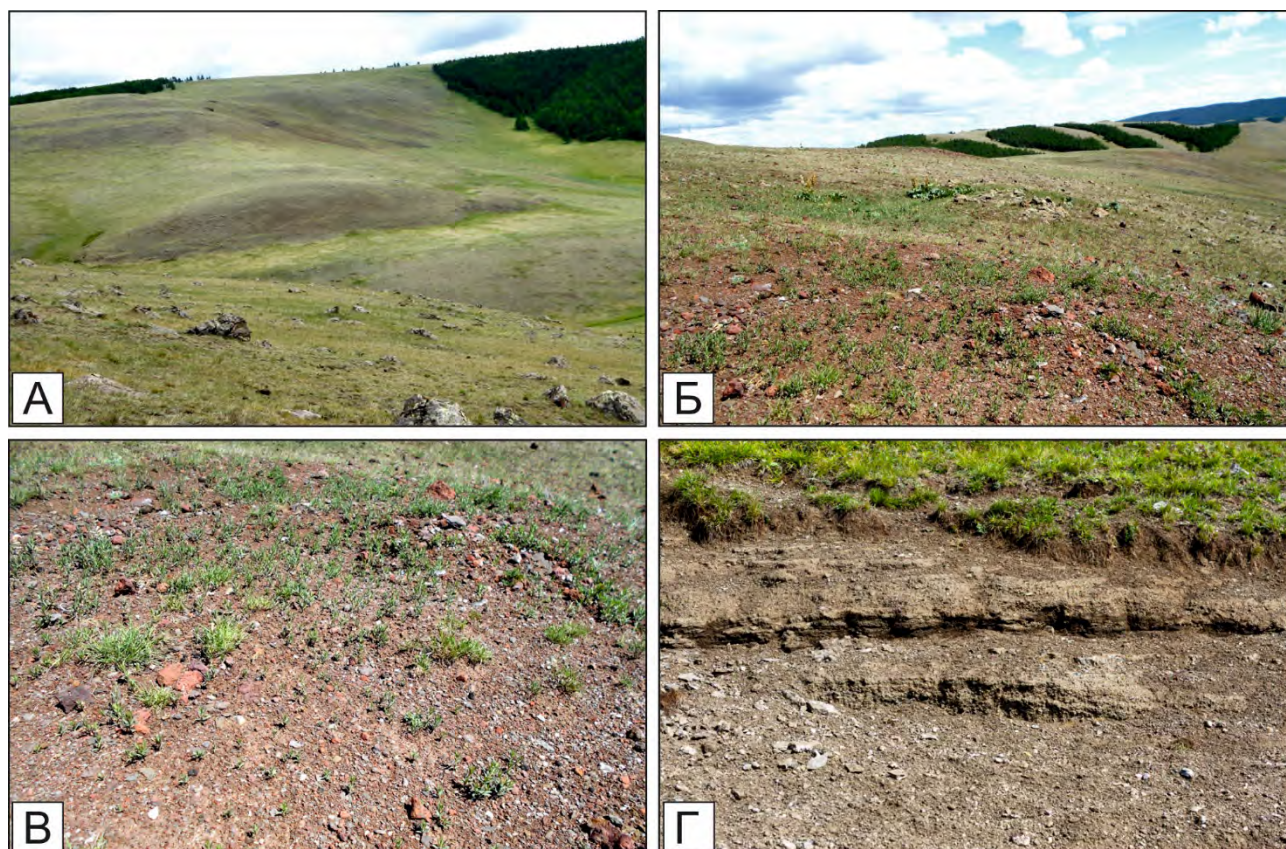


Рис. 1.2.2. Шлаковые поля и отложения туфов Тэсийнгольского вулканического ареала.

А, Б, В – шлаковые поля, Г – псефитовые туфы постройки вулкана Угуумур.

Первые данные о строении, масштабах вулканической деятельности и составе пород содержатся в материалах геологической съемки (листы М-47-XX, М-47-XXI) [Геологическая карта..., 1979, 1980]. По результатам тематических работ данные о породах и ксенолитах Тэсийнгольского ареала были впервые представлены в работе [Кепежинскас, 1979], но собственно наименование ареала было указано впервые в работах [Салтыковский, Геншафт, 1983; Геншафт, Салтыковский, 1990]. В этих публикациях даны ограниченные сведения о составе пород ареала и отмечено наличие в продуктах извержений мантийных ксенолитов (Grt-Spl и Spl-перидотиты) и мегакристаллов (санидины, пироксены, ильмениты). В 2017 году на отдельных участках ареала в бассейне реки Тэсийн-гол и вблизи вершины Жаргалант-овоо (в долине притока р. Шар хундийн-гол) были проведены локальные геохронологические и петрогеохимические исследования лавовых разрезов ареала [Ancuta, 2017]. С 2016 года и по 2024 год детальные петролого-геохимические исследования Тэсийнгольского ареала проводились Институтом

геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН с участием автора, в ходе которых в строении ареала были выделены и именованы два крупных вулканических центра – вулканы Угуумур и Бодь-уул.

1.3 Объекты исследований

В соответствии с задачами работы главными объектами исследований определены позднекайнозойские вулканические центры Угуумур и Бодь-уул, а также отдельные участки лавового плато Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии. Особое внимание было уделено ксеногенному материалу из лав и эруптивных отложений, а именно ассоциации мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов и ксенолитам перидотитов и пироксенитов.

1.3.1. Вулкан Угуумур

Вулкан Угуумур получил название по наименованию близко расположенной вершины «Угуумур» (отм. 2329 м). Этот вулкан имеет небольшие размеры и слабо выражен в рельефе. Он расположен на восточной окраине крупного лавового плато в верховьях реки Агарын-гол (рис. 1.2.1).

Вулканическая постройка имеет до 1.5. км в диаметре с разрушенной и заполненной водой кратерной воронкой размером до 150 метров (рис. 1.3.1-А, Б). Формирование вулкана связано с излияниями редких лавовых потоков и большими объемами взрывных отложений (рис. 1.3.1-В, Г). Мощность лавовых потоков не превышает 4 м с суммарной мощностью толщи до ~14 м. Строение секторов вулканической постройки неоднородно. Так на севере и востоке склоны вулкана сложены, главным образом, эруптивными отложениями, а именно вулканическими брекчиями и шлаками, а в южном секторе преобладают лавы.

Фундаментом вулкана служит нижнепалеозойская толща известняков, фосфоритов, кварцитов и метапесчанников. Этот факт является важным в вопросах оценки участия вещества фундамента в составе пород вулкана Угуумур.

Лавы и брекчии вулкана представлены трахиандезибазальтами и реже трахибазальтами и трахиандезитами.



Рис. 1.3.1. Вулкан Угуумур.

А – общий вид постройки вулкана Угуумур, Б – озеро в кратерной воронке, В – обнажение лавового потока, Г – эруптивные отложения (шлаки и брекчии), Д – обломки ксенолитов перидотитов и пироксенитов, Е – включения мегакристаллов санидина и ксенолитов лерцолитов в лавах.

В лавах и во взрывных отложениях вулкана содержится значительное количество ксенолитов перидотитов и пироксенитов размером до 10-12 см, а также редких гранат-содержащих пироксенитов размером от первых до 20 сантиметров (рис. 1.3.1-Д, Е).

Особенностью вулкана является присутствие в его породах и эруптивных отложениях большого количества мегакристаллов. Среди другого ксеногенного материала обнаружены редкие обломки полимиктовых магматических брекчий, в которых содержатся обломки мегакристаллов Pm , более мелкие мегакристаллы апатита и выделения карбонатных фаз.

Следует отметить, что карбонаты имеют значительное распространение как в лавах и брекчиях вулкана и в зонах преобразования мантийных ксенолитов (перидотитов и пироксенитов), так и в виде налетов или возгонов на поверхностях обломков пород.

По многим особенностям строения и развитию ксеногенного материала вулкан Угуумур имеет сходство с вулканическим центром Шаварын-Царам Тарянского вулканического ареала Центральной Монголии [Ionov, 2007; Carlson, Ionov, 2019].

1.3.2. Вулкан Бодь-уул

Вулкан Бодь-уул (местное название возвышенности) находится примерно в 3 км к востоку от озера Гашуун-нуур и в ~3 км к северо-востоку от озера Тунэмэн-нуур (рис. 1.2.1). Вулкан существенно разрушен с обнажением в его центре ряда субвулканических тел. Постройка вулкана имеет вытянутую и изометричную форму с размерами ~ 2.7 x 1.4 км и находится в окружении позднеплейстоцен-голоценовых озерных осадочных отложений с превышением над ними на высоту до ~50 м (рис. 1.3.2). В подножии вулкана отмечены фрагменты разрушенных лавовых потоков мощностью до 2-3 м и простиранием до ~0.5–1 км.

Шлаковые отложения наблюдаются на восточных склонах вулкана. Небольшие и слабо выраженные в рельефе кратерные воронки отмечены в юго-восточном и восточном подножии вулканической постройки. В отличие от вулкана Угуумур породы вулканического центра Бодь-уул представлены базанитами и фонотефритами.

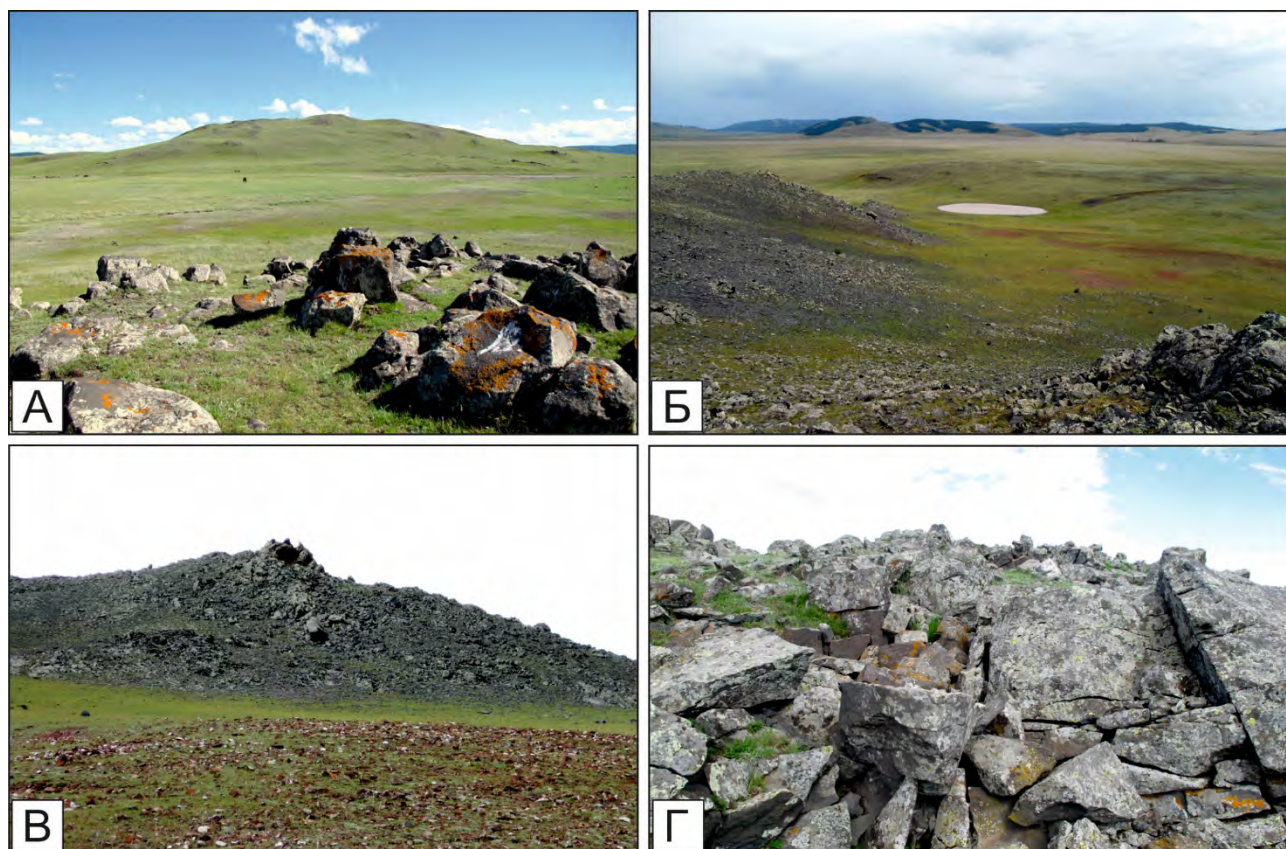


Рис. 1.3.2. Вулкан Бодь-уул.

А – общий вид постройки вулкана Бодь-уул и фрагменты лавового покрова, Б – озеро в кратерной воронке, В – субвулканические тела и эруптивные отложения с налетами карбонатов, Г – фрагмент разрушенного субвулканического тела.

В породах вулкана Бодь-уул отмечено значительное развитие карбонатных выделений. Лавы, субвулканические тела и шлаки вулкана не содержат ксеногенного материала и не имеют признаков контаминации коровым материалом.

1.3.3. Мегакристаллы

Как было показано ранее [Perepelov et al., 2020; Цыпукова и др., 2021], мегакристаллы вулкана Угуумур из лав, лавобрекчий и эруптивных отложений представлены санидинами (Sa) (~65-75 %), пироксенами (Cpx) (~ 10-15 %), ильменитами (Ilm) (3-4%), а также гранатами (Grt) (<1 %). Мегакристаллы санидинов достигают размеров до 4х9 см, пироксена и граната варьируют от 1 до 6 см, а ильменита не превышают 1.5 см.



Рис. 1.3.3. Мегакристаллы пироксенов из эруптивных отложений вулкана Угуумур.

Размеры указаны в см.

Мегакристаллы пироксена Тэсийнгольского ареала имеют черные, буровато-черные цвета и находятся в виде обломков, редко сохраняя первичные формы (рис. 1.3.3). Они в значительной степени дезинтегрированы и несут следы плавления. Участки со следами преобразования имеют бурые и буровато-желтые цвета. В единичной находке обнаружено срастание мегакристалла пироксена с апатитом. С другими минералами ассоциации мегакристаллов пироксены в срастании не установлены.

Мегакристаллы санидина имеет обычно белый матовый цвет, иногда с желтоватыми оттенками, но нередки и прозрачные кристаллы. В отдельных мегакристаллах санидина наблюдаются признаки их оплавления и эрозии, выражающиеся в закруглении граней (рис. 1.3.4).

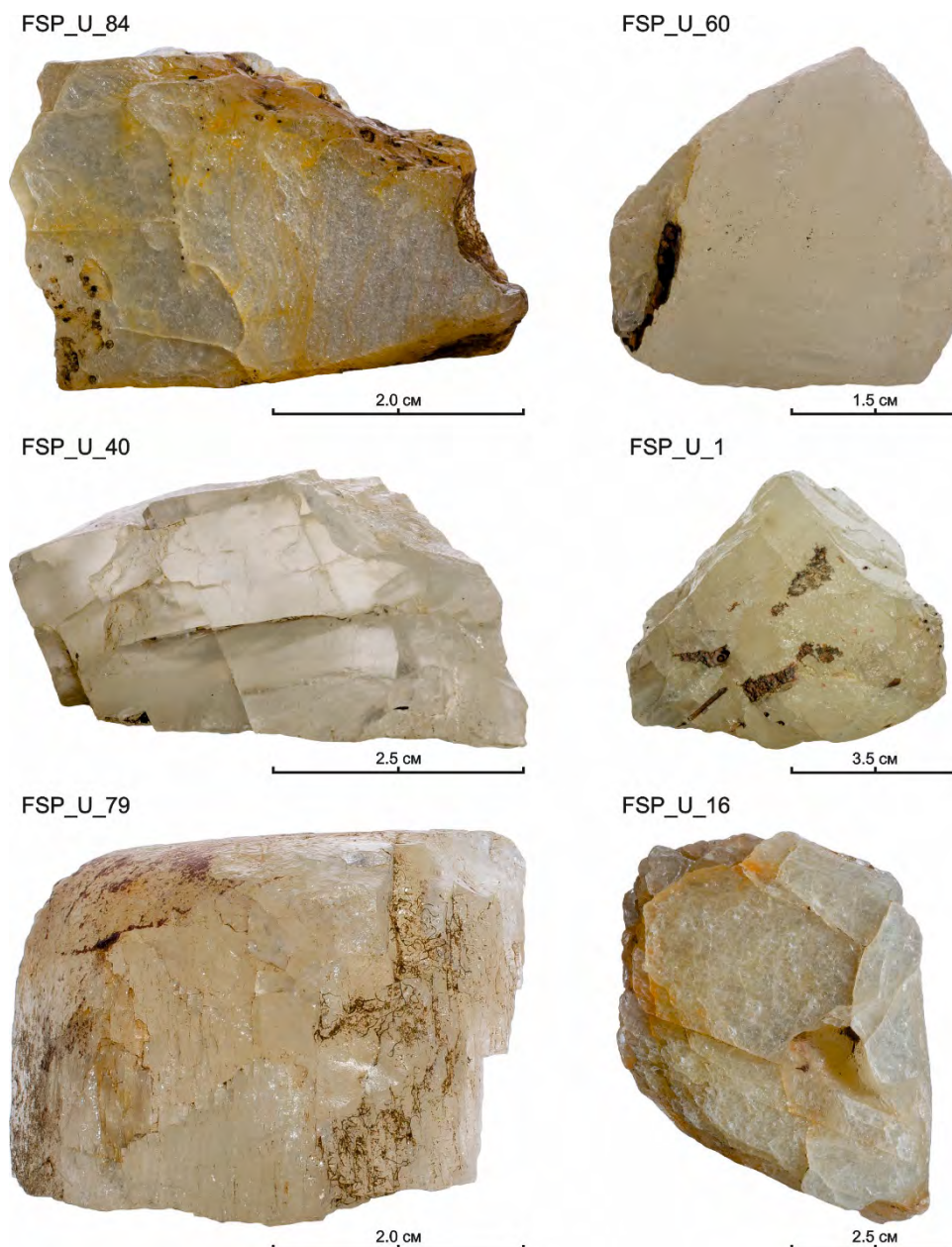


Рис. 1.3.4. Мегакристаллы санидинов из эруптивных отложений вулкана Угуумур.

На рисунке указаны номера образцов. Обр. № FSP_U-79 по данным микроаналитических исследований отвечает составу К-санидина. Другие кристаллы являются К-На санидинами.

В одном из мегакристаллов санидина отмечено мелкое включение ильменита (рис. 1.3.5). Следует отметить, что центральные зоны некоторых из таких кристаллов имеют однородное строение, а от определенной границы они становятся насыщенными трубчатыми пустотами. В отдельных мегакристаллах санидина отмечены субпараллельные трубчатые пустоты диаметром от 0.1 до 2-4 мм и длиной до 1-5 см. (рис. 1.3.6).

FSP_U_114

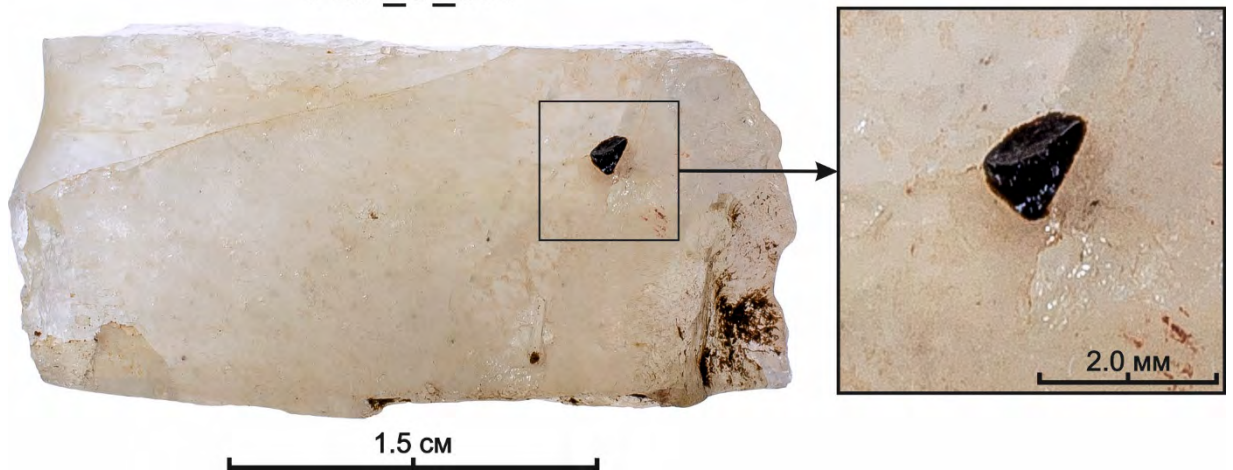


Рис. 1.3.5. Мегакристалл санидина с включением ильменита.

FSP_U_99



FSP_U_50



FSP_U_85



FSP_U_86



Рис. 1.3.6. Мегакристаллы санидина с трубчатыми пустотами.

На рисунке указаны номера образцов.

Мегакристаллы граната обнаружены в эруптивных отложениях вулкана Угуумур и в виде включений в шлаках, лавах и магматических брекчиях. Они имеют темно-красные и красновато-черные оттенки с тонкими прожилками и каймами более светлых оттенков, которые соотносятся с признаками преобразования (рис. 1.3.7). Мегакристаллы граната встречаются в основном в виде фрагментов размером до 6 см и не обладают выраженными кристаллографическими формами. Срастаний гранатов с другими типами мегакристаллов не наблюдается.

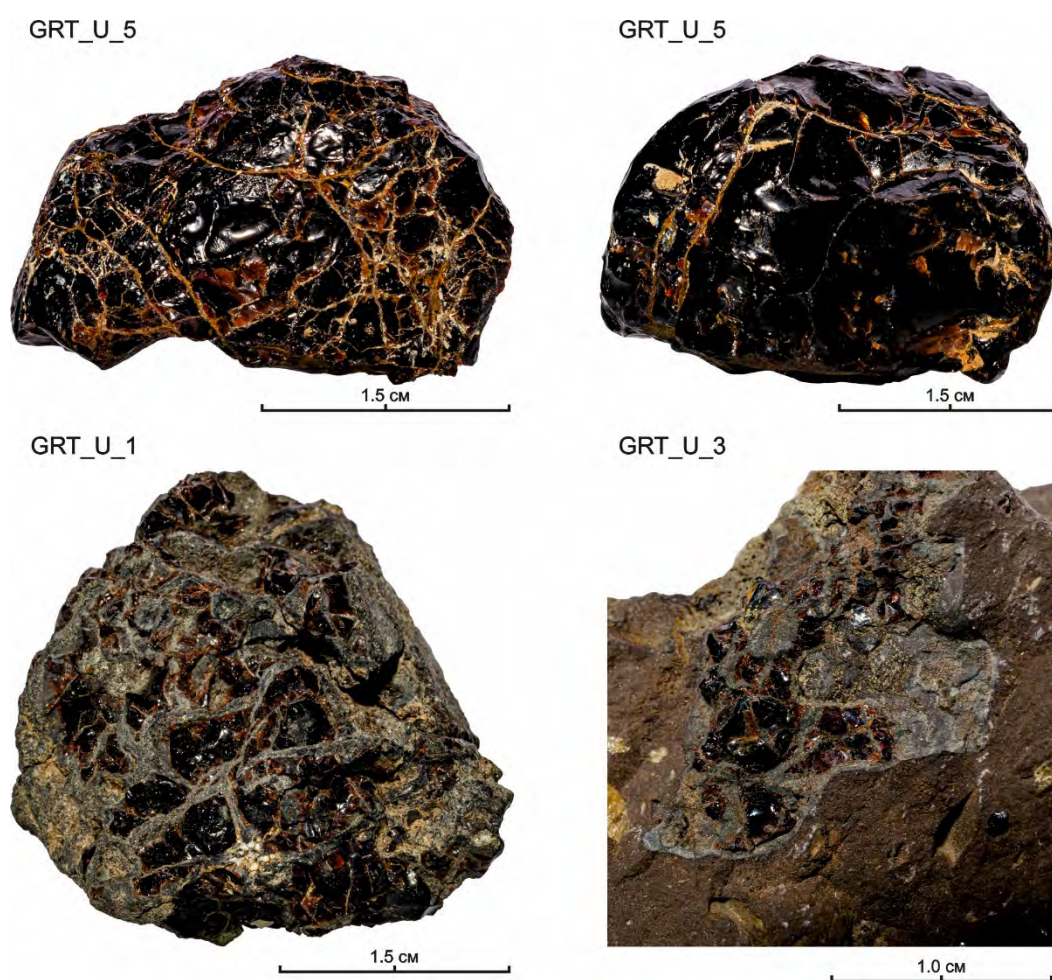


Рис. 1.3.7. Мегакристаллы граната из эруптивных отложений и магматических брекчий вулкана Угуумур.

На рисунке указаны номера образцов.

Мегакристаллы ильменита в отличие от темноцветных и силикатных мегакристаллов имеют наименьшие размеры, но достаточно широко распространены как в эруптивных отложениях, так и в виде включений в лавах,

брекчиях и шлаках. Отдельные мегакристаллы ильменита имеет ярко выраженные кристаллографические формы, но большинство представлено фрагментами со следами термического воздействия (рис. 1.3.8).



Рис. 1.3.8. Мегакристаллы ильменита из эруптивных отложений вулкана Угуумур.

Следует отметить, что мегакристаллами ильменита насыщены некоторые типы магматических полимиктовых брекчий. В них мегакристаллы Ilm находятся в ассоциации с мегакристаллами апатита и карбонатными фазами (кальцит) (рис. 1.3.9, 1.3.10).



Рис. 1.3.9. Сбор обломков полимиктовых брекчий с карбонатными возгонами из эруптивных отложений вулкана Угуумур.



Рис. 1.3.10. Магматическая полимиктовая брекчия вулкана Угуумур с мегакристаллами ильменита, апатита и ксенолитами лерцолитов.

На рисунке указан размер образца.

На отдельных участках лавового плато Тэсийнгольского ареала в породах обнаружены мегакристаллы слюды с ясно выраженными таблитчатыми формами и размером до 2 см. Визуально в них обнаруживаются следы преобразования (1.3.11).

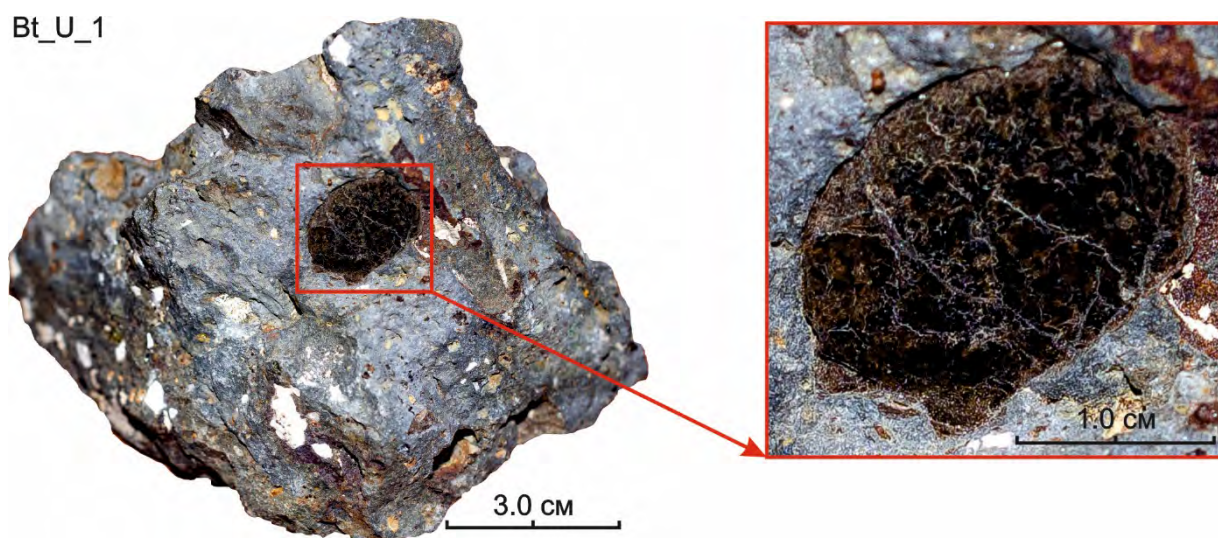


Рис. 1.3.11. Мегакристалл слюды в трахибазальтах Тэсийнгольского вулканического ареала.

1.3.4. Ксенолиты перидотитов и пироксенитов

В эруптивных отложениях вулкана Угуумур и в виде ксенолитов в лавах и лавобрекчиях отмечаются перидотиты, пироксениты и редкие ксенокристаллы граната, отличающегося своим ярко-красным цветом от мегакристаллов этого минерала (рис. 1.3.12, 1.3.13). Ксенолиты перидотитов представлены среднезернистыми лерцолитами и дунитами. Среди ксенолитов перидотитов установлены шпинелевые (Spl) и редкие по распространению Grt-Spl разновидности.

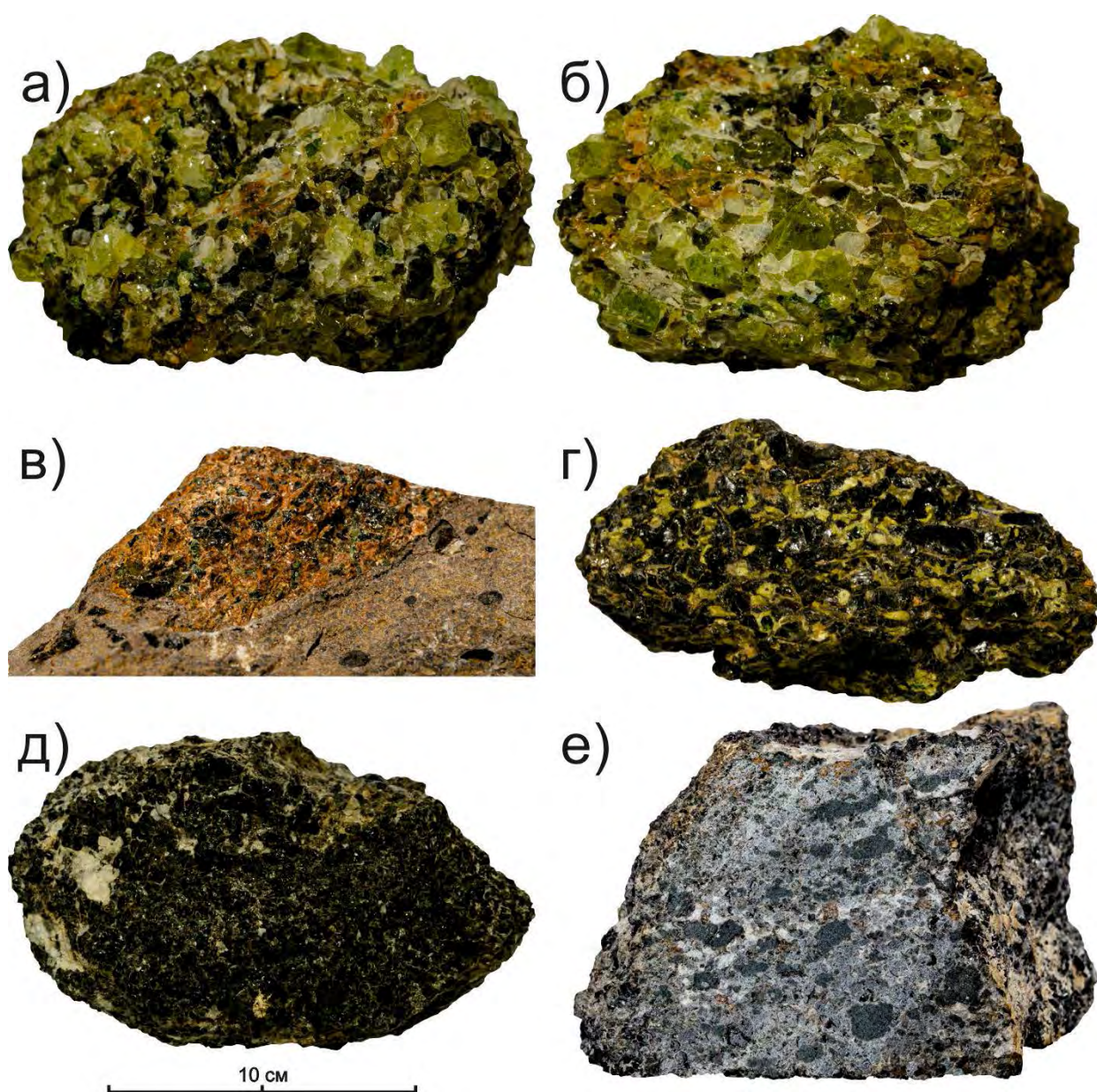


Рис. 1.3.12. Ксенолиты перидотитов и пироксенитов из пород вулкана Угуумур.

А, Б – Spl-лерцолиты, В – Grt-перидотит, Г, Д – пироксениты, Е – Grt-пироксенит.



Рис. 1.3.13. Ксенокристалл пиропового граната с келифитовыми прожилками в сравнении с фрагментами мегакристаллов граната.

1.4 Возраст вулканических пород и мегакристаллов

По результатам геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 (листы М-47-XX, М-47-XXI) возраст формирования вулканических комплексов пород Тэсийнгольского ареала был определен ранее как средне-позднеплейстоценовый (Q_2 - Q_3) [Геологическая карта..., 1979, 1980]. При этом вплоть до 2017 г. точные абсолютные датировки пород Тэсийнгольского вулканического ареала отсутствовали. В 2017-2018 годах в работах [Ancuta, 2017; Ancuta et al., 2018] были представлены результаты первых геохронологических исследований пород двух стратифицированных лавовых разрезов ареала, согласно которым извержения базальтоидных магм происходили здесь в завершение среднего и начале позднего миоцена (13.2-8.1 млн лет).

В ходе новых исследований по результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [Цыпукова и др., 2021] были получены дополнительные данные по возрасту отдельных вулканических центров Тэсийнгольского ареала (рис. 1.4.1). Установлено, что

вулканический центр Угуумур, расположенный в северо-западном секторе ареала, сформировался во второй половине среднего миоцена (12.5 ± 0.2 млн лет), что находится в интервале ранее установленных возрастов. При этом вулканический центр Бодь-уул по времени образования оказался более древним и был сформирован во второй половине раннего миоцена (17.0 ± 0.5 млн лет) (табл. 1.4.1). Таким образом, по результатам прежних и новых исследований показано, что вулканическая активность Тэсийнгольского ареала могла продолжаться в миоцене на протяжении не менее 8 млн лет.

Таблица 1.4.1. Возраст образования вулканических пород и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$).

Вулкан	№ обр.	Порода, минерал	Проба	Возраст, млн лет		MSWD
Угуумур	БД-4939	Трахиандезибазальт	ОМ	12.54	± 0.23	1.40
	БД-5265С	Мегакристалл, центр	Sa	15.13	± 0.17	0.30
	БД-5265R	Мегакристалл, край	Sa	15.15	± 0.15	0.76
Бодь-уул	БД-5099	Фонотефрит	ОМ	16.99	± 0.45	0.72

Примечание. Материал для датирования: ОМ – тонкозернистая основная масса вулканических пород, Sa – санидин. MSWD – среднеквадратичное отклонение.

Новым в истории датирования продуктов кайнозойской вулканической активности Тэсийнгольского ареала является определение возраста формирования мегакристаллов, которые широко распространены здесь в лавах и эруптивных отложениях.

Крупный мегакристалл санидина (4x5 см) эруптивно-лавого центра Угуумур с выраженными кристаллографическими формами был датирован $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом (рис. 1.4.1; табл. 1.4.1) [Цыпукова и др., 2021]. Для того, чтобы проверить возможность термического воздействия высокотемпературной базальтоидной магмы на мегакристаллы, которое могло повлечь за собой существенную потерю накопленного радиогенного аргона, датирование выполнено отдельно для центральной и краевой зон санидина.

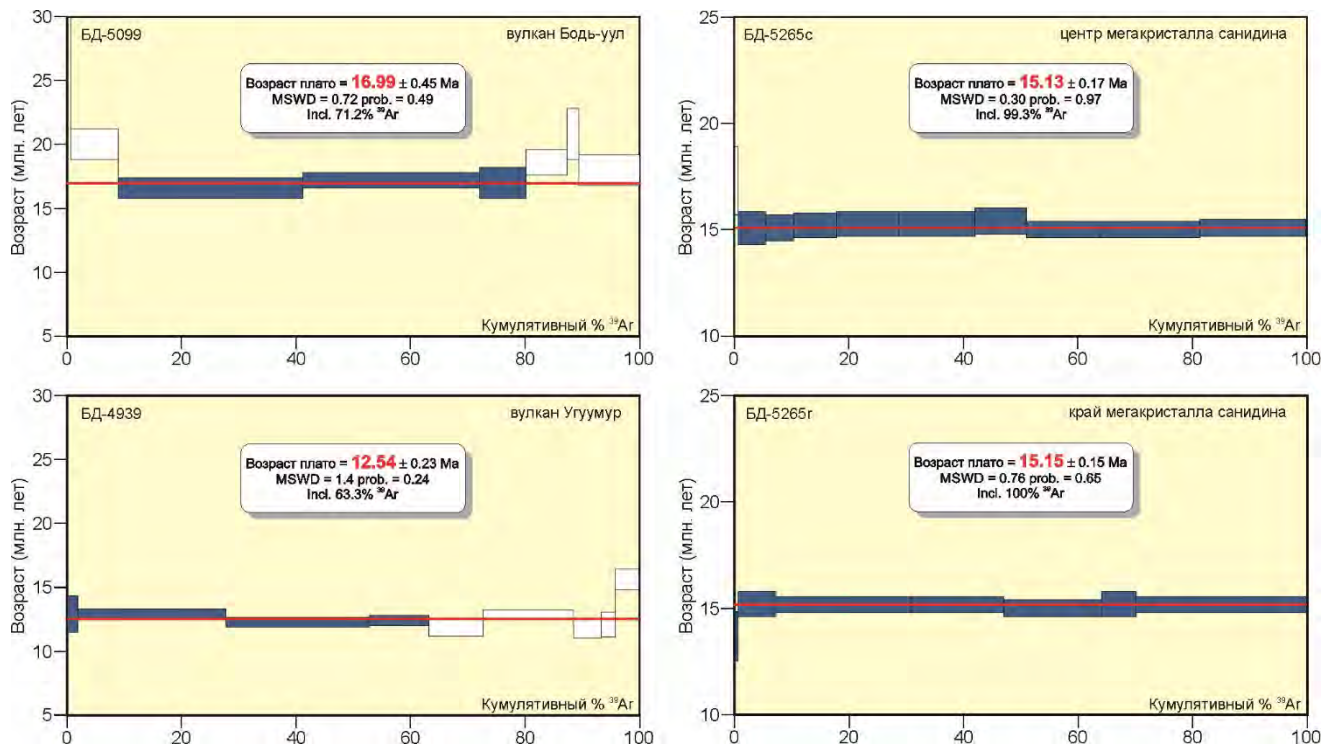


Рис. 1.4.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст пород и мегакристалла санидина Тэсийнгольского вулканического ареала.

Залитые ступени плато на диаграммах учтены при расчете $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраста с использованием программы Isoplot 4.15 [Ludwig, 2012]. MSWD – среднеквадратичное отклонение. Incl. – количество включенного в расчет ^{39}Ar .

Как показали результаты датирования, какие-либо существенные различия между установленными значениями возраста для краевых и центральных зон мегакристалла К-На полевого шпата не наблюдаются (15.15 ± 0.15 и 15.13 ± 0.17 млн лет, соответственно). Установлено, что возраст формирования мегакристаллов санидина, даже с учетом возможной потери аргона при нагреве минерала при транспортировке магмой, заметно более «древний» в сравнении с лавами трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (12.5 млн лет). Качество полученных результатов датирования подтверждается тем, что в расчет возраста было включено 99-100 % ^{39}Ar , выделенного во время термического эксперимента, с оценкой вероятности 0.97. Вместе с тем отметим, что возраст формирования мегакристаллов К-На полевых шпатов с учетом данных по наиболее раннему из установленных вулканических событий, связанному с образованием вулкана Бодь-

уул (17.0 млн лет), находится во временном диапазоне вулканической активности Тэсийнгольского ареала.

Следует отметить, что датирование мегакристаллов санидинов и слюд K/Ar методом проводилось ранее для вулкана Шаварын-Царам Хангайского нагорья Центральной Монголии или Тарят-Чулутынского вулканического ареала [Высоцкий и др., 2011]. Авторами сделан вывод о возможности потери мегакристаллами избыточного или радиогенного аргона во время термического воздействия на них магматических расплавов. Если допускать реализацию такого процесса для мегакристаллов санидинов Тэсийнгольского ареала, то они должны быть более древними в сравнении с полученными нами датировками.

В результате проведенных геологических и геохронологических исследований Тэсийнгольского вулканического ареала сформулировано **1-е защищаемое положение:**

Вулканические центры Тэсийнгольского ареала Северной Монголии формировались в раннем миоцене (~17 млн лет) с проявлением щелочных базанитовых и фонотефритовых магм и затем в среднемиоценовое время (~12.5 млн лет) с преобладанием субщелочных трахиандешибазальтовых расплавов, с высокой эксплозивной активностью и широким распространением в породах мантийных ксенолитов и мегакристаллов калиевых и темноцветных минералов. Возраст формирования мегакристаллов санидина составляет ~15 млн лет и находится во временном интервале активности магматической системы ареала.

ГЛАВА 2. ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД, МЕГАКРИСТАЛЛОВ И КСЕНОГЕННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

2.1. Минеральные парагенезисы вулканических пород

Трахиандезибазальты вулкана Угуумур обладают мелкопорфировыми структурами и выдержанным минеральным составом (рис. 2.1.1; табл. П 2.1). Главным минералом вкрапленником в них является оливин (Ol). В кристаллах Ol содержатся мелкие (до 5-15 мкм) включения Cr-шпинели. Субфенкристаллы в породах представлены Ol, плагиоклазами (Pl) и клинопироксенами (Cpx) (рис. 2.1.2, 2.1.3). На завершающем этапе кристаллизации расплавов формируется ассоциация микролитов Ol+Cpx+Pl+Kfs+Ti-Mgt+Ilm+Ap.

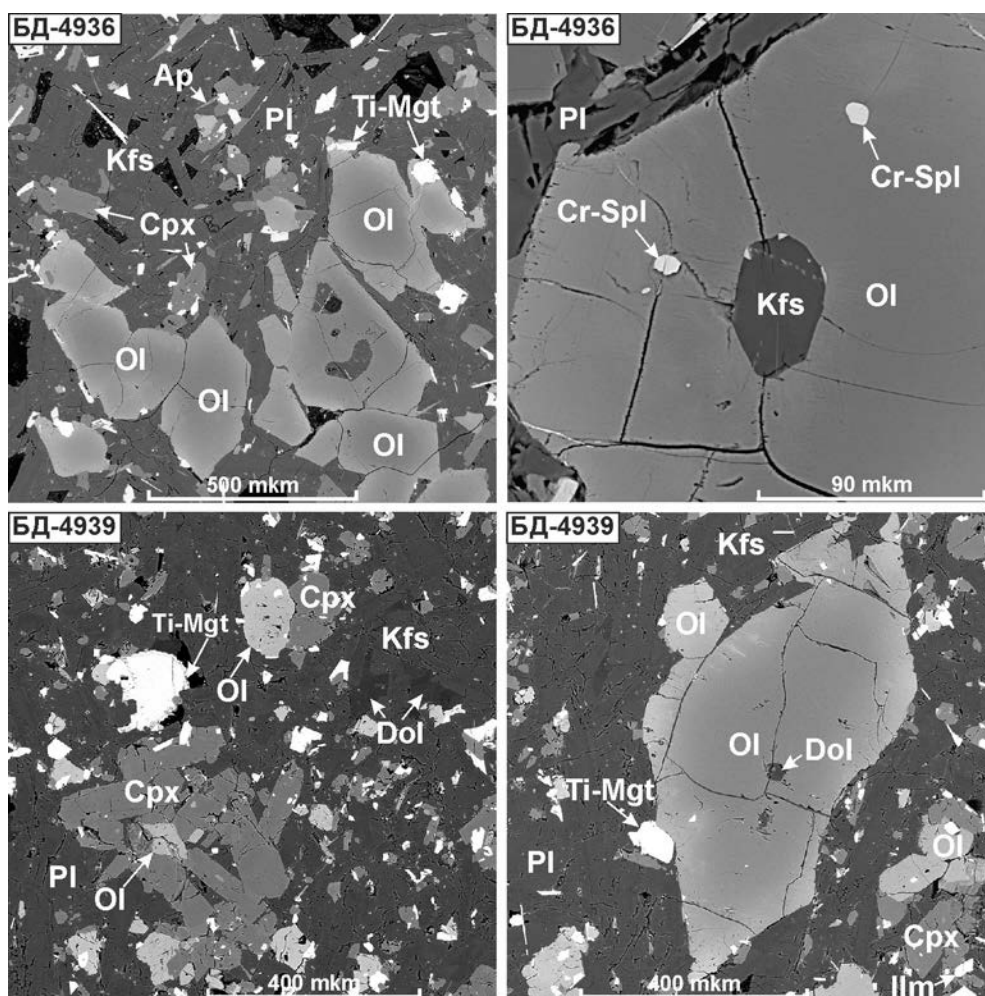


Рис. 2.1.1. Структуры и минеральные парагенезисы лав трахиандезибазальтов вулкана Угуумур.

БД-4936 и БД-4939 – трахиандезибазальты вулкана Угуумур. Изображения в BSE.

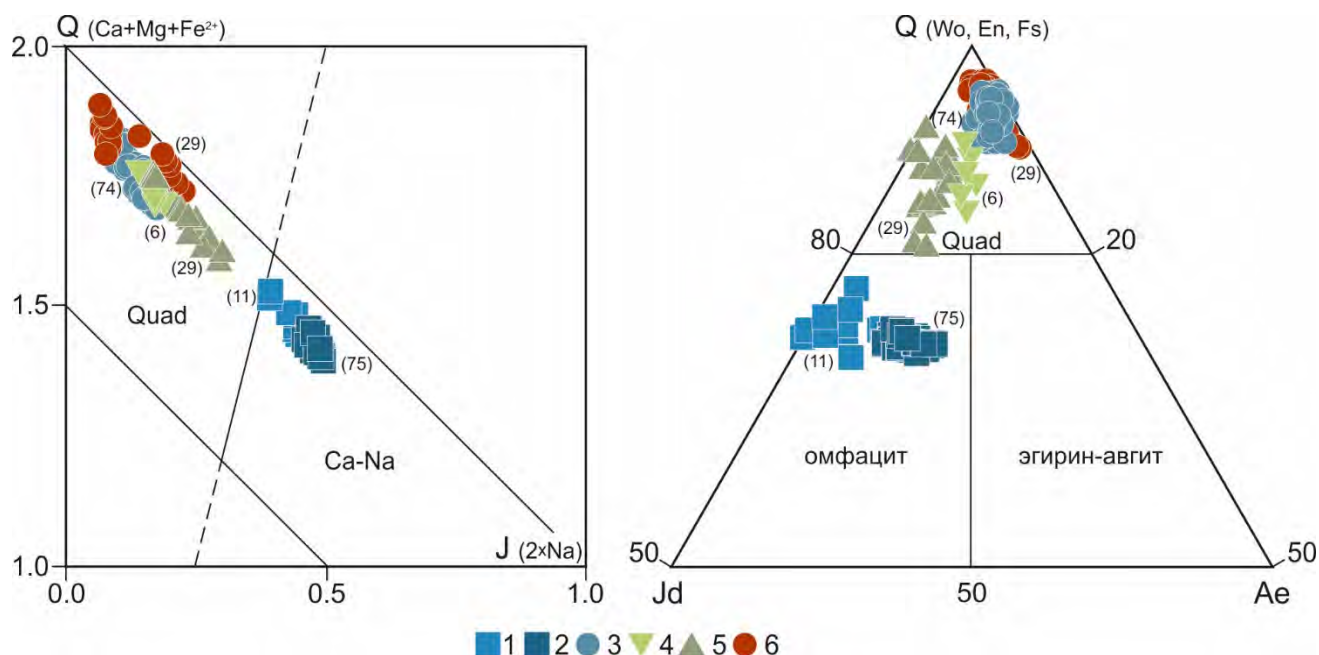


Рис. 2.1.2. Классификационные диаграммы J-Q и Jd-Ae-Q для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала.

Диаграммы приведены по [Morimoto et al., 1988]. В скобках – количество анализов пироксенов. Точки составов Срх: 1 – мегакристаллы по данным XRF анализа (валовый состав), 2 – мегакристаллы по данным EDS анализа, 3 – пироксены из зон плавления и кристаллизации в мегакристаллах Срх (EDS), 4 – Срх из гранатовых пироксенитов, 5 – Срх из шпинелевых и гранат-шпинелевых перидотитов, 6 – Срх из пород вулканов Угуумур и Бодь-уул.

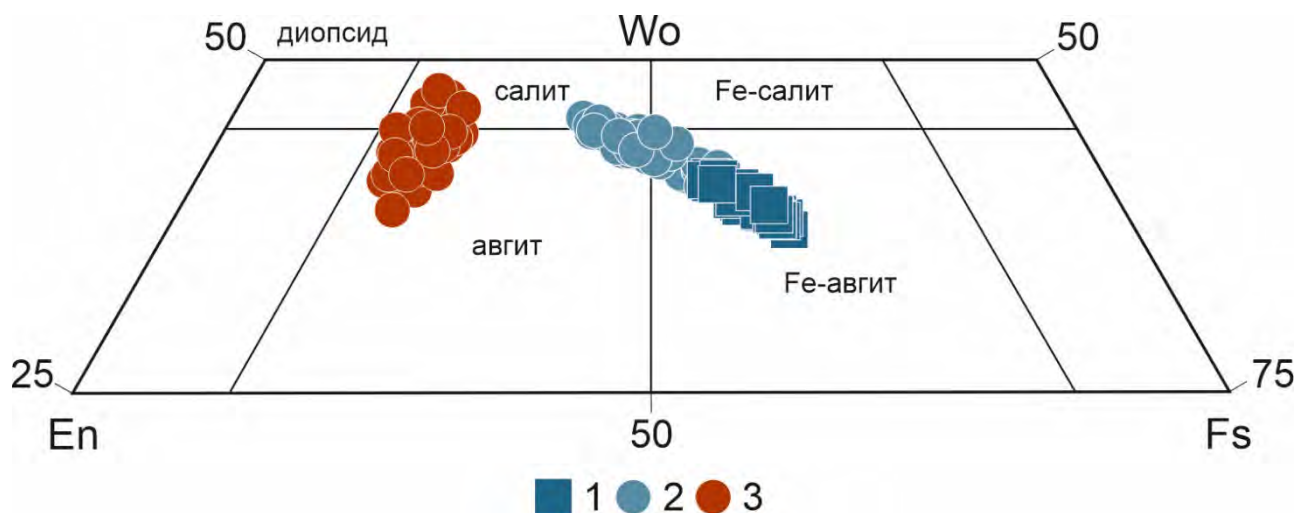


Рис. 2.1.3. Классификационные диаграммы Wo-En-Fs для пироксенов из пород Тэсийнгольского ареала.

Диаграммы приведены по [Morimoto et al., 1988]. Точки составов Срх: 1 – мегакристаллы по данным EDS анализа, 2 – пироксены из зон плавления и кристаллизации в мегакристаллах Срх (EDS), 3 – Срх из пород вулканов Угуумур и Бодь-уул.

В виде интерстиционных выделений в трахиандезибазах наблюдаются выделения кальцита (Cal) и доломита (Dol). Карбонатные фазы кальцитового состава развиты в основной массе трахиандезибазов, а карбонаты доломитового состава характерны для трахиандезитов.

Кристаллы Ol в трахиандезибазах вулкана Угуумур обладают вещественной зональностью с уменьшением значений форстеритового минала в направлении от центральных и промежуточных зон вкрапленников (Fo₇₇₋₆₂) к их краевым зонам (Fo₆₂₋₄₂) и далее к субфенокристаллам и микролитам (Fo₅₆₋₃₈). Cr-шпинель из включений в оливинах (Cr₂O₃ 21-24 мас. %) имеет повышенные концентрации Al₂O₃ (9-11 мас. %) и MgO (2-5 мас. %).

Пироксены трахиандезибазов представлены авгитами и салитами (рис. 2.1.3). Вкрапленники и субфенокристаллы Crx из этих пород слабо зональны (Wo₄₅₋₄₆ En₄₀₋₄₄ Fs₁₁₋₁₄) и отличаются от микролитов (Wo₄₄₋₄₅ En₃₆₋₄₁ Fs₁₅₋₁₉) несколько более высокими значениями En минала. Субфенокристаллы и микролиты полевых шпатов из трахиандезибазов представлены двумя группами составов. Это плагиоклазы ряда андезин-олигоклаз (An₄₈₋₁₉ Ab₅₀₋₇₃ Or₂₋₈) и K-Na полевые шпаты (An₁₋₁₀ Ab₃₆₋₅₃ Or₄₃₋₆₃).

Апатиты в трахиандезибазах представлены F-содержащими разностями (F=3.4-6.0 мас. %) и содержатся в виде микролитов и включений в интерстиционных карбонатах. Ti-Mgt из трахиандезибазов могут быть разделены на три группы. Они представлены включениями в Ol (TiO₂ 9.6-19.3, Al₂O₃ 4.3-7.9, MgO 2.2-6.6 мас. %), обнаружены в виде выделений в карбонатных фазах (TiO₂ 30.0-36.7, Al₂O₃ 4.7-5.8, MgO 1.0-1.3 мас. %) и среди микролитов основной массы (TiO₂ 17.4-30.0, Al₂O₃ 1.0-4.7, MgO 3.7-4.0 мас. %). Ti-Mgt из оливинов отличаются несколько более высокими содержаниями Al₂O₃ и MgO, а выделения Ti-Mgt из карбонатов высокими содержаниями TiO₂ и низкими MgO.

Трахиандезиты вулкана Угуумур имеют мелкопорфировые структуры. Редкие вкрапленники и субфенокристаллы представлены Crx и отвечают по составу авгитам (Wo₄₂₋₄₅ En₃₉₋₄₇ Fs₁₀₋₂₀) (рис. 2.1.4). В однородной полевошпатовой матрице трахиандезитов, представленной сростками андезина (An₃₅₋₅₁ Ab₄₇₋₆₁ Or₂₋₅)

и К-Na санидина ($An_{1-9} Ab_{37-47} Or_{45-62}$), наблюдается парагенезис микролитов $Cpx+Pl+Kfs+Ti-Mgt+Ilm$. Особенностью пород является наличие в них редких разрушенных и слабозональных кристаллов OI ($For_{72-77} Fa_{23-28}$). По составам и размерности они имеют сходство с вкрапленниками OI из трахиандезибазальтов и являются, вероятно, антекристами. Отмечаются ксенокристаллы Qtz (рис. 2.1.4).

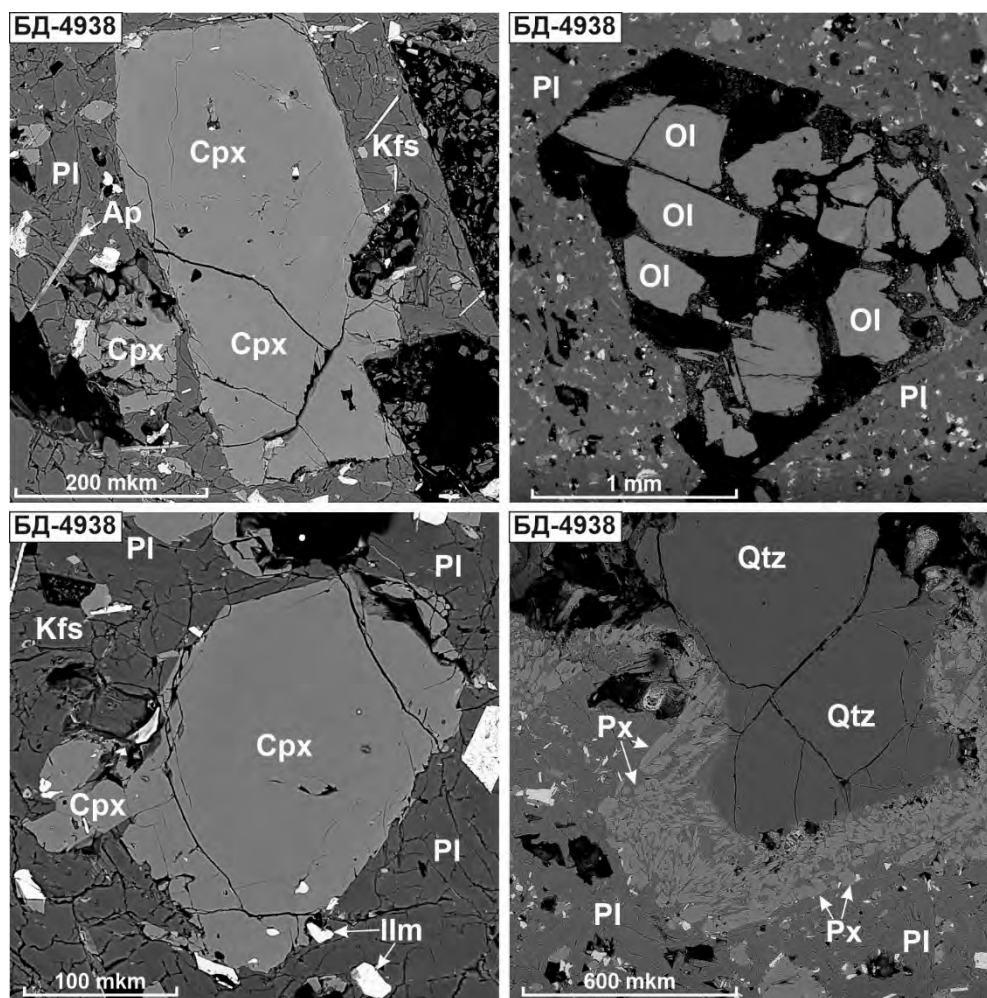


Рис. 2.1.4. Структуры и минеральные парагенезисы лав трахиандезитов вулкана Угуумур.

Qtz – ксенокристалл кварца с пироксеновой реакционной каймой. Изображения в BSE.

Микролиты в трахиандезитах представлены $Ti-Mgt$ с составами (TiO_2 9.6-19.3, Al_2O_3 4.3-7.9, MgO 2.2-6.6 мас. %), редкими игольчатыми кристаллами Ap (F 6 мас. %), а также Ilm (TiO_2 49.8-57.3 MgO 1.7-6.1) (рис. 2.1.4). Составы тонкокристаллической основной массы пород вулкана Угуумур имеют трахиандезитовый состав (табл. П 2.1).

Базаниты вулкана Бодь-уул отличаются порфировыми структурами (рис. 2.1.5). Оливины в них являются единственными минералами вкрапленниками. Они слабо зональны и лишь в тонких каймах становятся заметно более железистыми (Fo_{77-84} Fa_{16-22} и Fo_{70-75} Fa_{25-30} соответственно) (табл. П 2.2). В центральных и промежуточных зонах вкрапленников Ol отмечаются значимые концентрации NiO (0.11-0.50 мас. %) и низкие содержания CaO (0.20-0.29 мас. %). В оливинах из базанитов присутствуют редкие и исключительно мелкие включения Al-Mg шпинели (Al_2O_3 30.1-41.6, MgO 16.9-23.4, Cr_2O_3 4.6-5.4 мас. %) размером до 40 мкм. В центральных зонах Ol обнаружены многочисленные включения карбонатов и зональных силикатно-карбонатных фаз.

Основная масса базанитов имеет тонкокристаллическую структуру с парагенезисом микролитов, которые представлены салитами и реже авгитами (Wo_{45-48} En_{39-43} Fs_{9-15}), Ti-Mgt (TiO_2 13-19, MgO 2.3-3.3 мас. %), Ilm (TiO_2 51-54, MgO 3.4-7.8 мас. %), Ap (SrO 1.6-2.0, Cl 0.6-0.8, F 3.2-3.9 мас. %), Lc (Ks_{74-78} Qtz_{22-23}), а также Ne и стеклом с составом нефелиновых твердых растворов (Ne_{81-86} Ks_{9-12} Qtz_{4-10}). Редкие микролиты полевых шпатов представлены K-Na санидинами (An 2.2-3.0 Ab 52-61 Or 36-46). По данным растрового EDS анализа основная масса базанитов имеет фонотефритовый состав.

Фонотефриты вулкана Бодь-уул в отличие от базанитов имеют более высокую степень раскристаллизации (рис. 2.1.5). Их сериально-порфировая структура определяется наличием вкрапленников оливина (Fo_{84-63}) и субфенокристаллов Lc (Kls_{76-78} Qtz_{22-24}), Ne (Ne_{79-81} Kls_{10-12} Qtz_{8-11}), Kfs (Or_{32-63} Ab_{36-62} An_{2-6}), а также крайне редких субфенокристаллов Срх, сходных по составам с микролитами (табл. П 2.2).

Оливины из фонотефритов разделяются на две генерации. Первая из них характеризует центральные и промежуточные зоны наиболее крупных кристаллов (Fo_{84-79} Fa_{16-21} , NiO 0.42-0.45 мас. %) с низкими содержаниями CaO (0.24-0.25 мас. %). Вторая более поздняя генерация оливинов включает менее магнезиальные по составу краевые зоны крупных вкрапленников, а также мелкие вкрапленники (Fo_{74-63} Fa_{26-37} , CaO 0.21-0.59 мас. %).

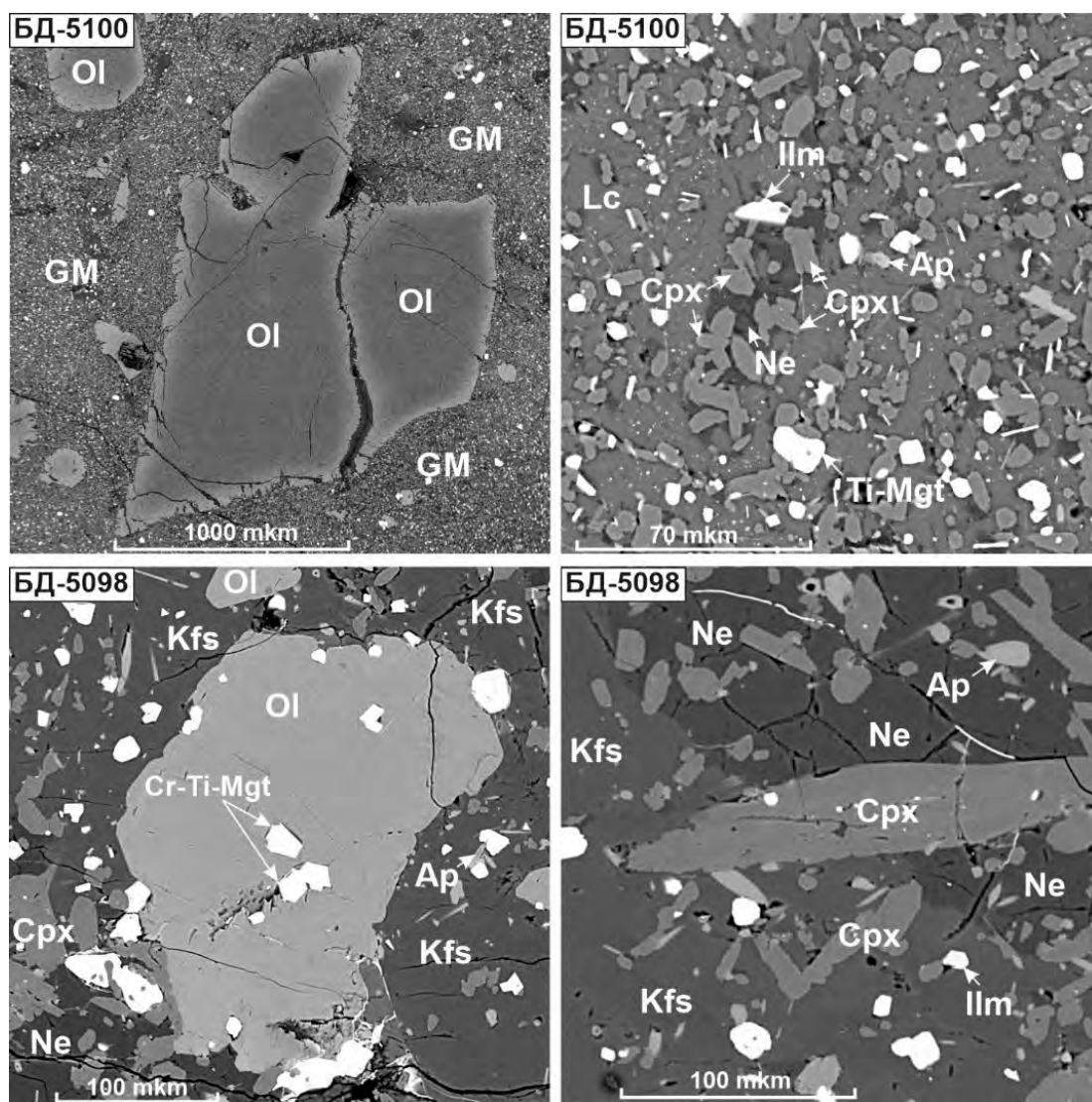


Рис. 2.1.5. Структуры и минеральные парагенезисы пород вулкана Бодь-уул.

БД-5100 – базанит и БД-5098 – фонотейфрит. Изображения в BSE.

Включения Spl в Ol фонотейфритов, в отличие от шпинелей из базанитов, имеют хромистый состав (TiO_2 5.3-9.7, Cr_2O_3 20-22, Al_2O_3 5.4-6.2, MgO 1.2-1.8 мас. %). В краевых зонах оливинов включения шпинели становятся более титанистыми (TiO_2 14.8-15.2, Cr_2O_3 17.3-17.9, Al_2O_3 1.1-1.3, MgO 2.0-2.2 мас. %). Парагенезис субфенокристаллов и микролитов в основной массе фонотейфритов сходен с базанитами ($\text{Ol} + \text{Cpx} + \text{Kfs} + \text{Ti-Mgt} + \text{Ilm} + \text{Ap} + \text{Lc} + \text{Ne}$), но отличается более значительным развитием щелочных алюмосиликатов – лейцита, нефелина и К-санидина ($\text{Or}_{82} \text{Ab}_{18} \text{An}_0$). Микролиты пироксенов в фонотейфритах представлены салитами ($\text{Wo}_{46-50} \text{En}_{37-42} \text{Fs}_{11-14}$), а составы микролитов апатитов близки к таковым из базанитов (Cl 0.2-0.4, F 3.4-4.0 мас. %).

2.2. Мегакристаллы полевых шпатов

Мегакристаллы полевых шпатов из лав и эруптивных отложений вулкана Угуумур согласно классификации [Минералы., 2003] представлены главным образом К-Na-санидинами в достаточно узком диапазоне составов ($K_{0.43-0.59} Na_{0.35-0.50} Ca_{0.02-0.04} Ba_{0.0-0.01} Sr_{0.01-0.01}[Al_{1.03-1.06} Si_{2.93-2.97} O_8]$) или в расчете на конечные члены изоморфных рядов ($An_{2.2-4.5} Ab_{34.4-51.4} Or_{45.3-61.8}$) (рис. 2.2.1; табл. П 2.3, П 2.4). Среди мегакристаллов полевых шпатов обнаружены единичные К-санидины с составами $An_{0.6-1.2} Ab_{17.3-18.1} Or_{81.0-81.8}$ или ($K_{0.77-0.81} Na_{0.17-0.19} Ca_{0.01-0.01} Ba_{0.01} Sr_{0.01}[Al_{1.01-1.03} Si_{2.96-2.99} O_8]$).

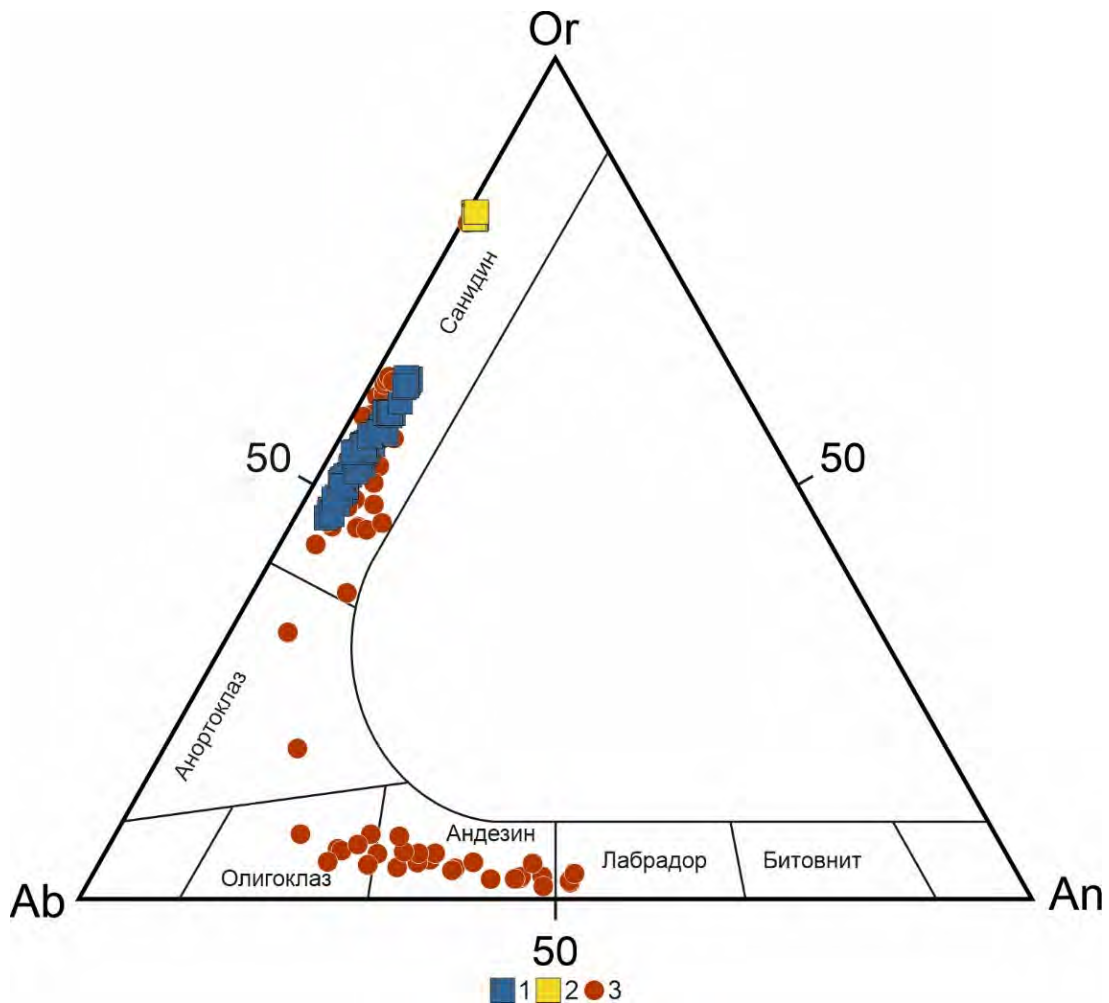


Рис. 2.2.1. Классификационная диаграмма An-Ab-Or для мегакристаллов санидинов и полевых шпатов из пород Тэсийгольского ареала.

Диаграмма приведена по [Дир и др., 1966]. Точки составов: 1 – мегакристаллов К-Na-санидинов ($n=112$), 2 – мегакристаллов К-санидинов ($n=13$), 3 – субфенокристаллов и микролитов полевых шпатов из пород вулканов Угуумур и Бодь-Уул ($n=83$). n – количество анализов.

Как было отмечено, в мегакристаллах санидина нередко наблюдается большое количество трубчатых пустот. В узких каймах вокруг трубчатых пустот в санидинах резко увеличиваются содержания Ba до 2.5 мас. % и Sr до 2.5 мас. %. В то время как концентрации Ba и Sr в однородных кристаллах варьируют в диапазоне 0.21-0.50 и 0.23-1.14 мас. %, соответственно (рис. 2.2.2).

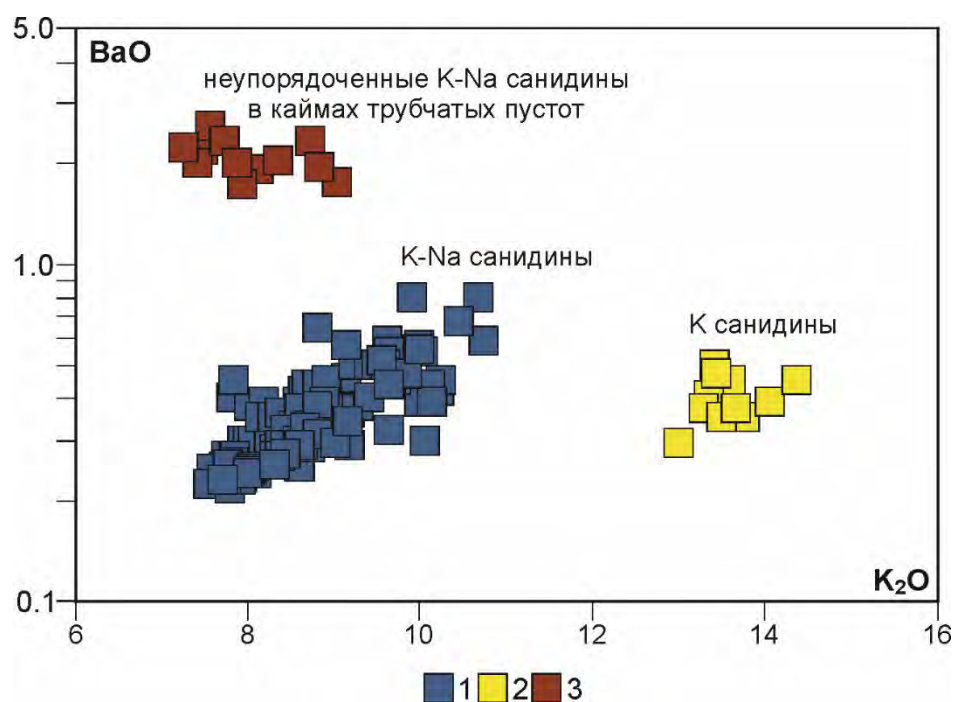


Рис. 2.2.2. Диаграмма распределения BaO и K₂O (мас. %) в мегакристаллах санидинов Тэсийнгольского ареала.

Точки составов санидинов: 1 – К-На-санидины (n=112), 2 – К-санидины (n=13), 3 - каймы вокруг трубчатых пустот в К-На санидинах (n=12). n – количество анализов.

Составы санидинов в каймах вокруг трубчатых пустот, согласно кристаллохимическим расчетам, становятся неупорядоченными. В материале, который нередко выполняет различные неоднородные по структуре участки трубчатых пустот в санидинах, обнаружены мельчайшие, до 10 мкм, существенно окисленные и возможно гидратированные железистые фазы (TiO₂ 3.6-7.2, Al₂O₃ 1.1-2.7, MgO 1.6-4.2 мас. %) (рис. 2.2.3). Более крупные до 20 мкм выделения рудного минерала в пустотах представлены окисленной ульвошпинелью (TiO₂ 33, Al₂O₃ 1.5, MgO 1.5 мас. %) и гематитом (рис. 2.2.3). Другим минералом, заполняющим участки пустот в санидинах, является Sr-содержащий (до 1 мас. %)

F-апатит ($F=2.3-5.5$ мас. %) (рис. 2.2.3.). Отчетливой зональности по составам в мегакристаллах санидинов не отмечено, они достаточно однородны.

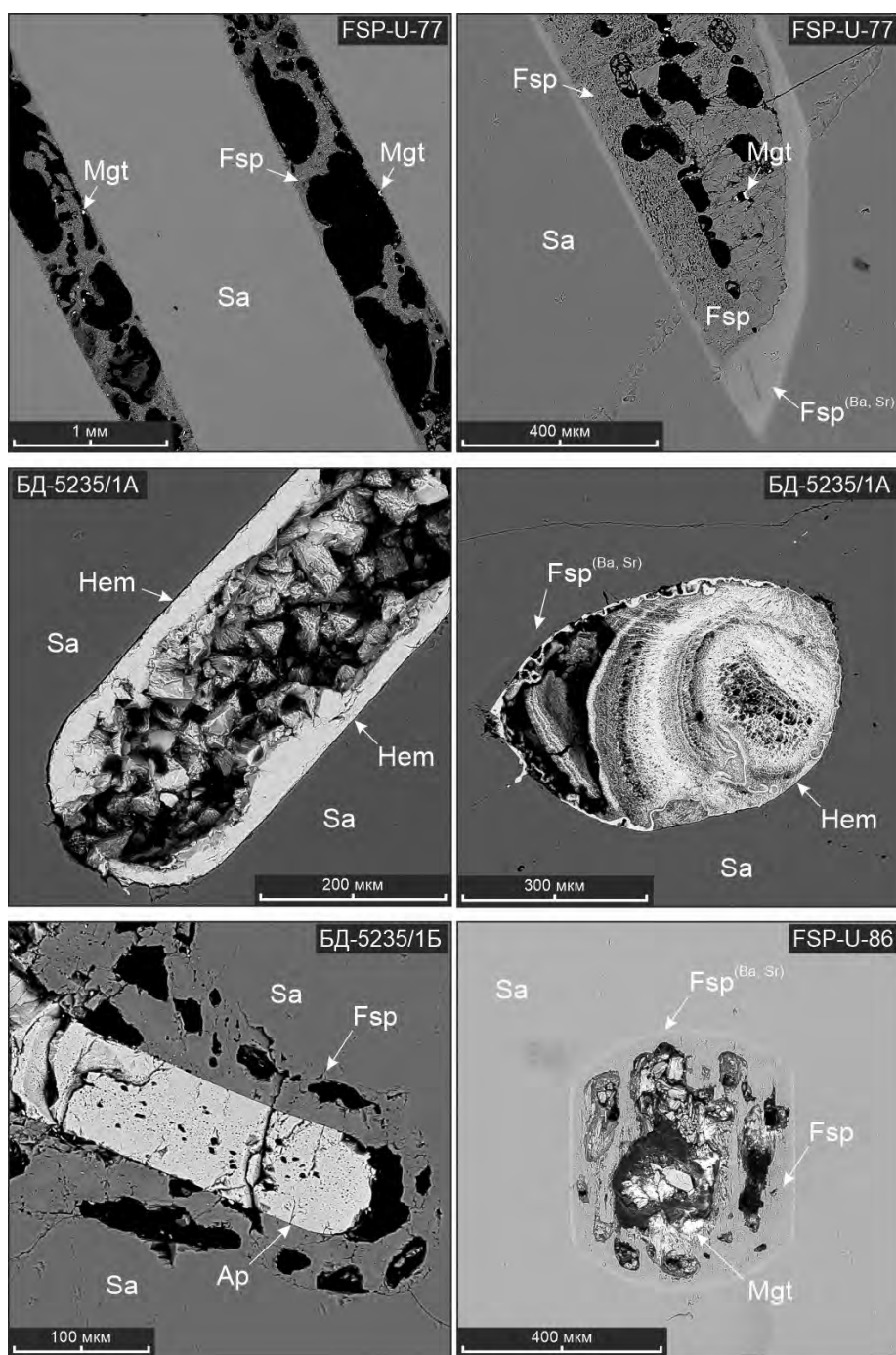


Рис. 2.2.3. Фрагменты трубчатых пустот в мегакристаллах санидинов из эруптивных отложений вулкана Угуумур.

$Fsp^{(Ba, Sr)}$ – обогащенные Ba и Sr каймы вокруг трубчатых пустот. Изображения в BSE.

Согласно данным рентгеноструктурных исследований все изученные мегакристаллы полевых шпатов имеют моноклинную структуру (рис. 2.2.4).

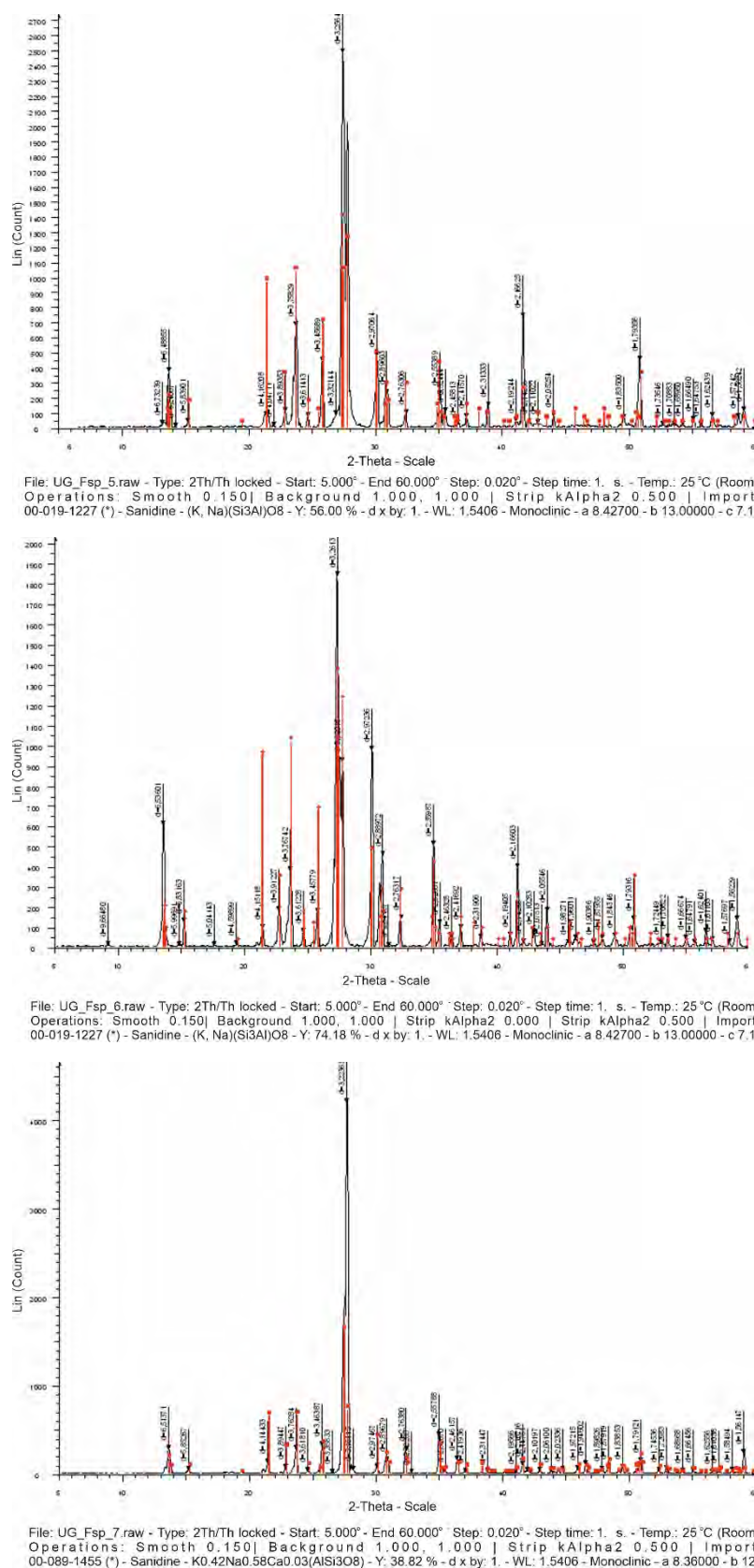


Рис. 2.2.4. Дифрактограммы мегакристаллов К-На санидинов из эруптивных отложений вулкана Угуумур.

Дифрактограммы для кристаллов К-На санидина, обр. № UG-Fsp-5, 6, 7. Исследования выполнены Е.В. Каневой (ИГХ СО РАН).

2.3 Мегакристаллы пироксенов

Как было показано ранее [Pererelov et al., 2020; Жгилев и др., 2022], исследованные мегакристаллы пироксенов принадлежат Ca-Na типу и близки по составам к омфацитам (рис. 2.1.2, 2.1.3; табл. П 2.5). Расчет $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ по стехиометрии позволяет представить сбалансированные кристаллохимические формулы пироксенов в диапазоне составов $(\text{Ca}_{0.59-0.61} \text{Na}_{0.23-0.24} \text{Fe}^{+2}_{0.14-0.18} \text{Mn}_{0.00-0.01})_1 (\text{Fe}^{+2}_{0.29-0.35} \text{Mg}_{0.35-0.38} \text{Fe}^{+3}_{0.08-0.11} \text{Ti}_{0.03-0.04} \text{Al}^{\text{vi}}_{0.18-0.21})_1 (\text{Si}_{1.87-1.90} \text{Al}^{\text{iv}}_{0.10-0.13})_2 \text{O}_6$. Расчеты формульных коэффициентов проводились анионным методом с использованием программы CRYSTAL [Перетяжко, 1996].

Концентрации Na_2O в мегакристаллах пироксенах изменяются в пределах ~3.1-3.4 мас. %. В отличие от идеальной формулы омфацита ($\text{Di}_{68}\text{Jd}_{32}\text{Ae}_0$), по данным XRF и EDS анализа они обладают несколько более низкими величинами жадеитового минала (Jd) и высокими эгириновоего минала (Ae) ($\text{Di}_{71-72}\text{Jd}_{16-19}\text{Ae}_{9-12}$).

В сравнении с омфацитом особенностями состава мегакристаллов пироксена вулкана Угуумур являются высокие концентрации в них FeO и более низких – SiO_2 и MgO, что отражается в их более низкой магнезиальности (Mg# 0.37-0.40 в изученных мегакристаллах против 0.86 в омфаците).

2.4 Мегакристаллы гранатов и гранаты ксенолитов

Мегакристаллы гранатов из лав и эруптивных отложений вулкана Угуумур отвечают по составам безхромистым альмандин-гроссуляр-пироповым гранатам $(\text{Ca}_{0.54-0.64} \text{Fe}^{2+}_{1.69-1.92} \text{Mg}_{0.40-0.56} \text{Mn}_{0.03-0.04})_3 (\text{Fe}^{3+}_{0.13-0.23} \text{Ti}_{0.02-0.04} \text{Al}^{\text{vi}}_{1.83-1.89})_2 (\text{Si}_{2.91-2.98} \text{Al}^{\text{iv}}_{0.02-0.09})_3 \text{O}_{12}$ или в расчете на конечные члены изоморфных рядов ($\text{Alm}_{58-66} \text{Grs}_{17-20} \text{Prp}_{14-19}$) (рис. 2.4.1; табл. П 2.6). Они обладают признаками преобразования с формированием келифитовых кайм (рис. 2.4.2). В зонах перекристаллизации мегакристаллов гранатов содержатся новообразованные и неупорядоченные безхромистые низко-Ca гранаты, Al-Fe-Mg шпинель, Ti-Mgt и Pl анортитового состава (рис. 2.4.2; табл. П 2.7).

Согласно классификации по [Grütter et al., 2004] мегакристаллы гранатов принадлежат эклогитовому парагенезису (рис. 2.4.3).

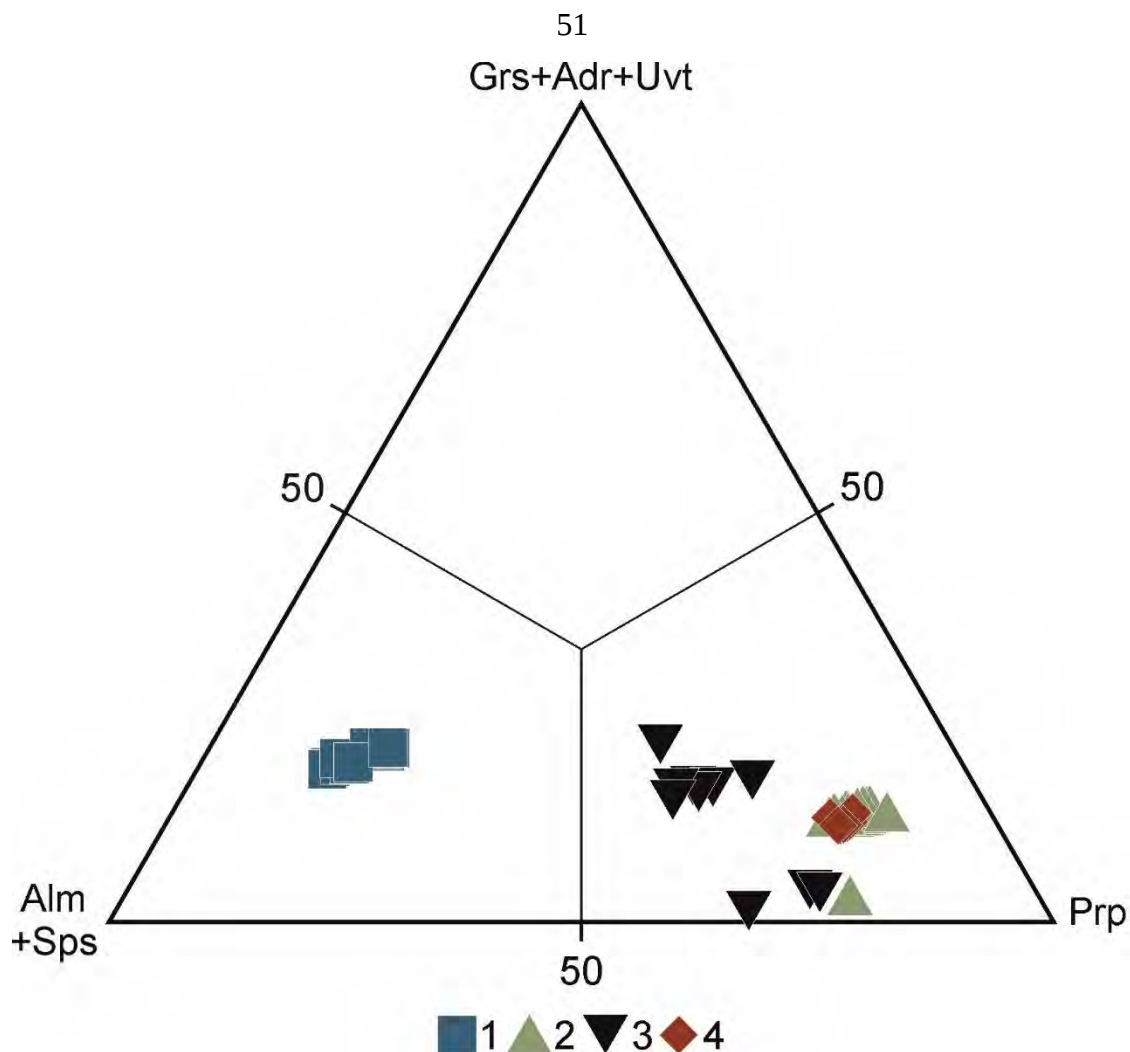


Рис. 2.4.1. Составы мегакристаллов и ксенокристаллов гранатов и гранатов из ксенолитов пироксенитов и перидотитов вулкана Угуумур на диаграмме (Alm+Sps)-(Grs+Adr+Uv)-Prp.

Точки составов гранатов: 1 – мегакристаллы альмандин-гроссулярового граната (n=25), 2 – пироповые гранаты из ксенолитов перидотитов (n=48), 3 – пироп-альмандиновые гранаты из Grt-содержащих пироксенитов (n=11), 4 – ксенокристаллы пироповых гранатов (n=28). n – количество анализов.

Гранаты из ксенолитов Grt-Sp-содержащих перидотитов имеют пироп-альмандин-гроссуляровый состав ($\text{Py}_{70-76} \text{Alm}_{10-17} \text{Grs}_{11-13}$) и, в отличие от мегакристаллов, отличаются повышенными содержаниями Cr_2O_3 (0.31-1.20 мас. %) и высокой магнезиальностью ($\text{Mg\#}$ 0.79-0.82) (рис. 2.4.1, табл. П 2.8).

В ксенолитах гранат-содержащих пироксенитов гранаты имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы ($\text{Py}_{52-59} \text{Alm}_{22-32} \text{Grs}_{15-17}$) и, напротив, являются безхромистыми (рис. 2.4.3; табл. П 2.9).

Как было отмечено выше, в лавах вулкана Угуумур обнаружены редкие ксенокристаллы гранатов (рис. 1.3.13), которые, в сравнении с гранатами из исследованных ксенолитов среднезернистых перидотитов, являются наиболее магнезиальными ($Mg\# 0.84$), высокохромистыми (Cr_2O_3 1.96-2.44 мас. %) и имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы ($Py_{72-73}Alm_{12-13}Grs_{12-13}$) (рис. 2.4.3; табл. П 2.6).

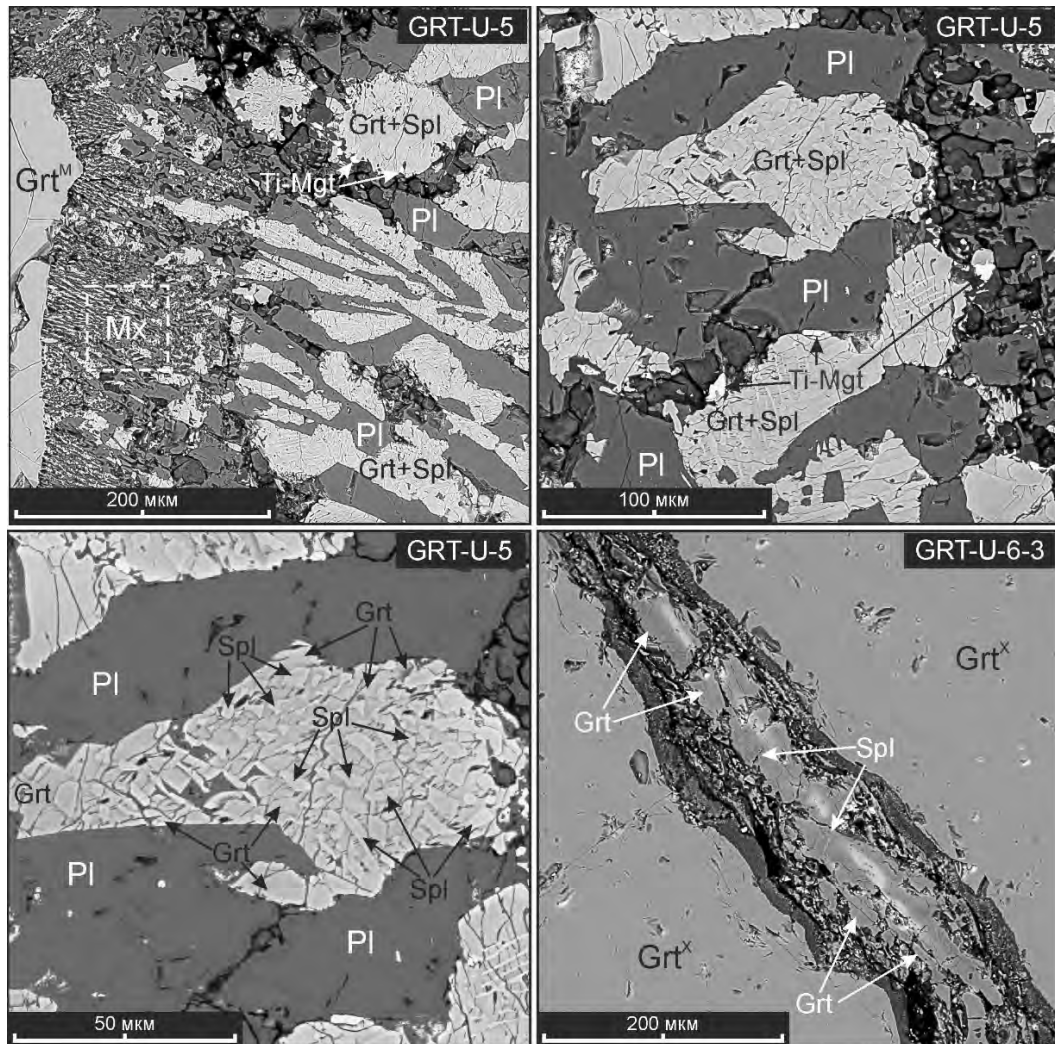


Рис. 2.4.2. Зоны преобразования мегакристаллов (Grt-U-5) и ксенокристаллов гранатов (Grt-U-6-3) (келифитовые прожилки).

Обозначения минералов: Grt^M – участок мегакристалла граната, не подвергнутый перекристаллизации, Mx – тонкокристаллическая зона преобразованного мегакристалла граната ($Grt+Pl+Spl+Ti-Mgt$), $Grt+Spl$ – сростки неупорядоченного граната и Al-Fe-Mg-шпинели (герцинит?), Pl – плагиоклаза и Ti-Mgt – титаномagnetита, Grt^X – участок ксенокристалла граната, не подвергнутый перекристаллизации. Изображение в BSE.

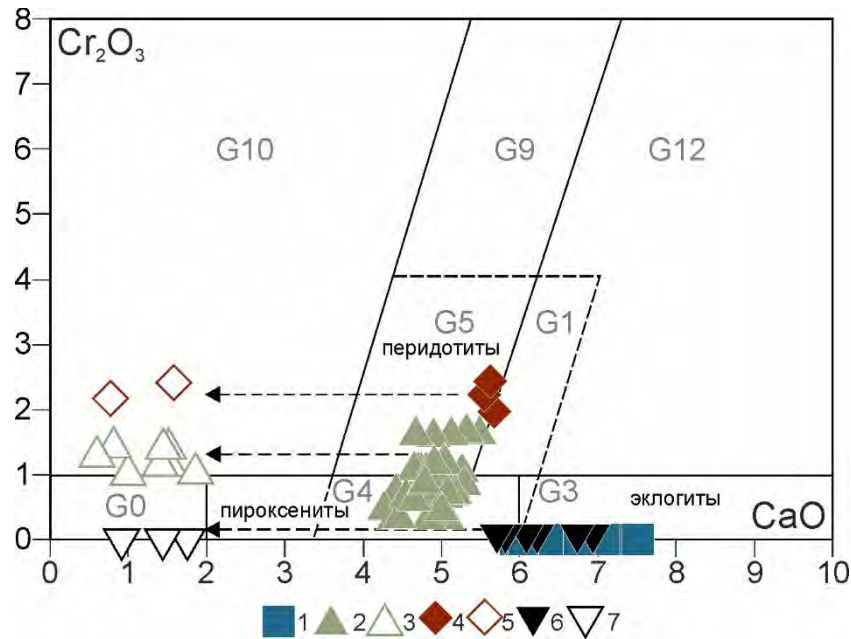


Рис. 2.4.3. Составы мегакристаллов гранатов и гранатов из мантийных ксенолитов вулкана Угуумур на диаграмме [Grütter et al., 2004].

Точки составов гранатов: 1 – мегакристаллы альмандин-гроссулярового граната ($n=25$), 2 – пироповые гранаты из ксенолитов перидотитов ($n=48$), 3 – пироповые гранаты реакционных зон из ксенолитов перидотитов, 4 – ксенокристаллы пироповых гранатов ($n=3$), 5 – пироповые гранаты реакционных зон ксенокристаллов из лав, 6 – пироп-альмандиновые гранаты из ксенолитов Grt-содержащих пироксенитов ($n=6$), 7 – пироповые гранаты из реакционных зон гранатов Grt-содержащих пироксенитов. Гранаты 3, 5, 7 – не обладают стехиометрией. Поля составов по [Grütter et al., 2004]: G0 – неклассифицированные гранаты, G1 – мегакристаллы пироповых гранатов, G3 – гранаты эклогитов, G4-G5 – низкохромистые (G4) и высокохромистые (G5) гранаты пироксенитов и вебстеритов ($Mg\# < 0.7$), G9 – гранаты лерцолитов ($Mg\# > 0.7$), G10 – гранаты гарцбургитов, G12 – гранаты верлитов. n – количество анализов.

2.5 Мегакристаллы ильменита

Мегакристаллы ильменитов имеют достаточно сходные между собой составы с небольшими вариациями содержаний $TiO_2=46-52$ и $MgO=0.9-3.0$ мас. %. В пересчете на конечные члены изоморфных рядов они соответствуют диапазону составов $Ilm_{89.3-96.4}$ $Gkl_{3.2-10.2}$ $Prf_{0.31-0.52}$ (рис. 2.5.1; табл. П 2.10). В качестве постоянной примеси в ильменитах присутствует V_2O_3 (0.26-0.54 мас. %).

В мегакристаллах Ilm иногда обнаруживаются тонкие структуры распада с игольчатыми и редкими крупными выделениями Ti - Mgt (табл. П 2.11).

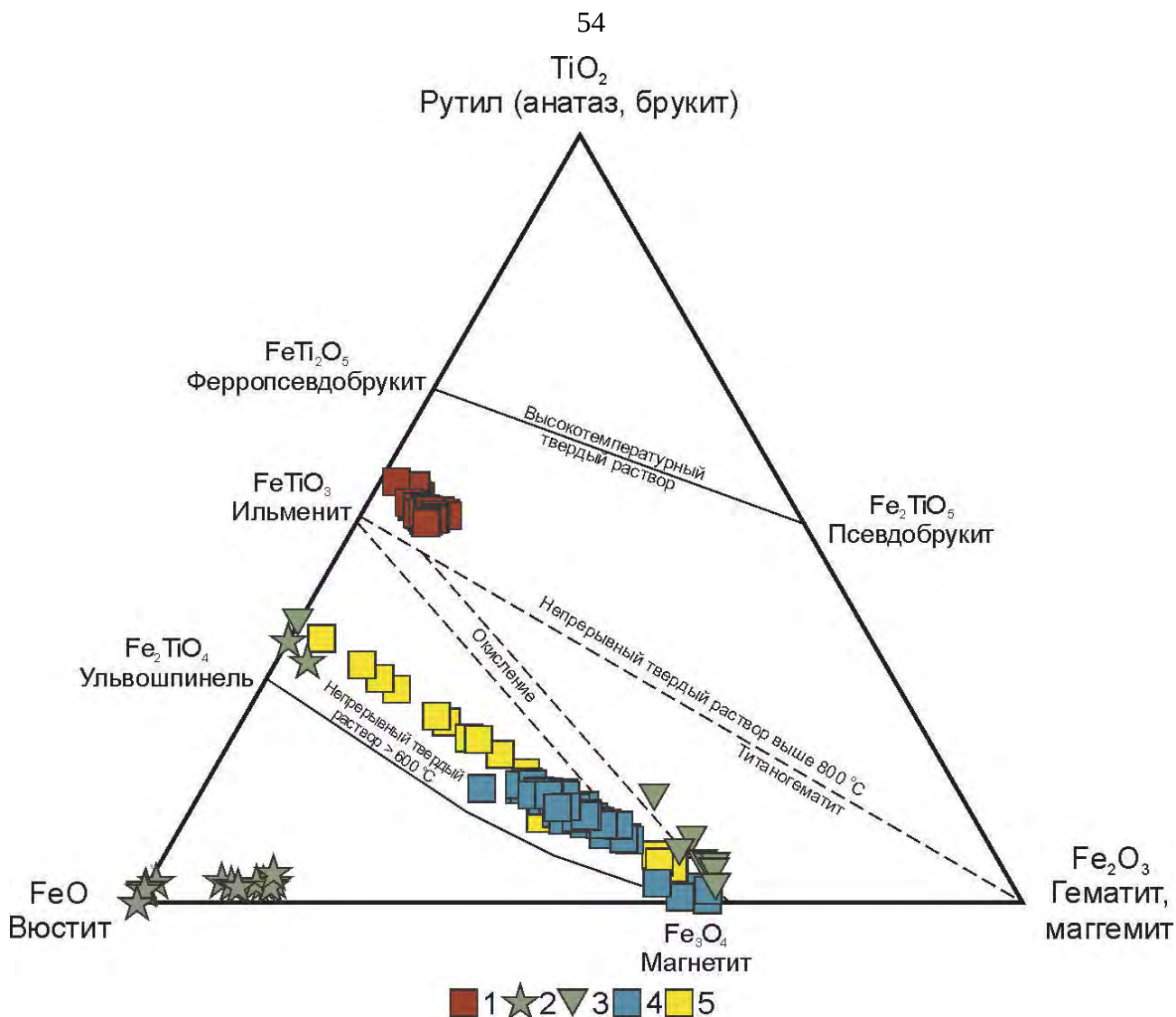


Рис. 2.5.1. Классификация мегакристаллов ильменита и рудных фаз из мегакристаллов на диаграмме «вюстит-рутил-гематит» [Sassi et al., 2004].

Точки составов: 1 – мегакристаллы ильменита, 2 – рудные фазы из келифитовых прожилков в мегакристаллах граната, 3 – магнетиты из трубчатых пустот в мегакристаллах санидина, 4 – магнетиты из зон плавления мегакристаллов пироксена, 5 – включения магнетитов в мегакристаллах ильменита.

В виде округлых и изометричных включений в ильменитах зафиксированы стекла, близкие по составу к трахитам, со значимыми концентрациями TiO_2 , P_2O_5 , и обогащенные Ba и Sr, которые содержат кристаллиты Sr х и рудные минералы и далее не обсуждаются (рис. 2.5.2; табл. 2.5.1). В отдельных мегакристаллах Pm установлены включения крупного до 500 мкм апатита с содержаниями $\text{F}=2\text{-}2.4$, $\text{Sr}=0.5\text{-}0.6$ и легких РЗЭ до 0.5 мас. % (рис. 2.5.2).

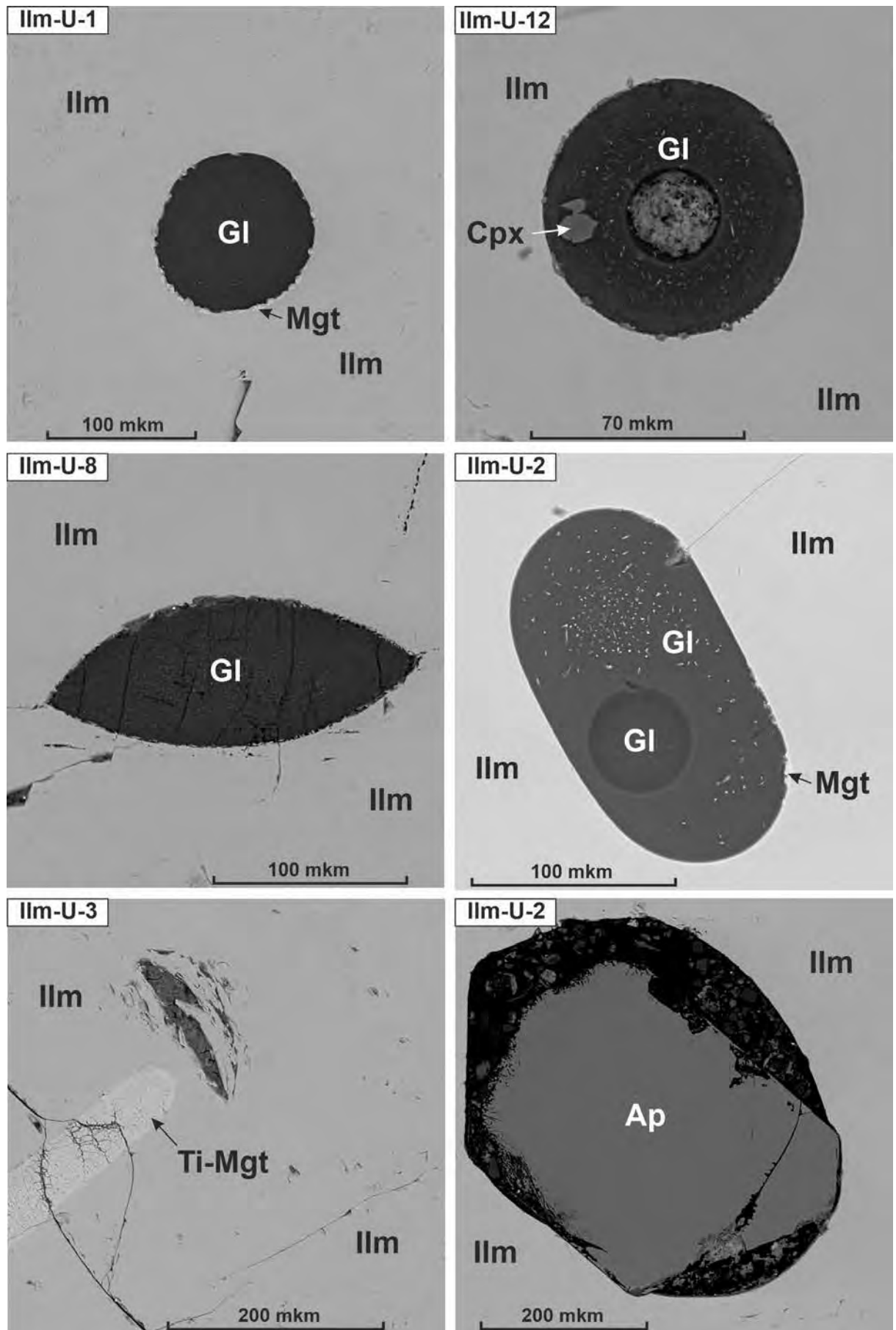


Рис. 2.5.2. Включения стекла, рудных минералов и апатита в мегакристаллах ильменита.
Изображения в BSE.

Таблица 2.5.1. Средние составы мегакристаллов ильменита и включений минеральных фаз по данным EDS анализа (мас. %).

Минерал	Ilm ^M	Mgt	Ap	Gl
n*	70	15	4	16
SiO ₂		0.24		62.61
TiO ₂	49.93	16.97		1.35
Al ₂ O ₃		3.24		16.69
Cr ₂ O ₃		0.13		
Fe ₂ O ₃	7.33	32.88		
FeO	41.82	46.22	1.39	3.58
MnO	0.22	0.08	0.00	
MgO	1.61	1.06	0.26	0.12
CaO		0.20	52.70	1.46
Na ₂ O			0.25	5.79
K ₂ O				5.26
BaO				0.13
SrO			0.47	0.84
P ₂ O ₅		0.09	40.43	0.56
Cl			0.07	
F			2.26	
V ₂ O ₃	0.33			
CoO		0.46		
ZnO		0.51		
V ₂ O ₃		0.32		
Ce ₂ O ₃			0.32	
Nd ₂ O ₃			0.28	
Сумма	101.23	102.41	98.43	98.41
Миналы	94.02 ^{Ilm} 5.55 ^{Gkl} 0.43 ^{Prf}	45,86 ^{Mgt} 47.05 ^{Uspl} 4.66 ^{Spl} 1.31 ^{Hc} 0.84 ^{Ghn}		

Примечание. Ilm^M – мегакристаллы ильменита, Mgt – магнетит, Gl – стекло трахитового состава, Ap – апатит. Миналы: Mgt – магнетит, Uspl – ульвошпинель, Hc – герценит, Spl – шпинель, Glx – галаксит, Ghn – ганит, Ilm – ильменит, Gkl – гейкилит, Prf – пиррофанит. n* – количество анализов.

2.6 Мегакристаллы слюды

Все обнаруженные в лавах Тэсийнгольского вулканического ареала мегакристаллы слюды существенно преобразованы с формированием парагенезиса минералов в составе Bt+Ti-Mgt+Chl (рис. 2.6.1; табл. П 2.12-15).

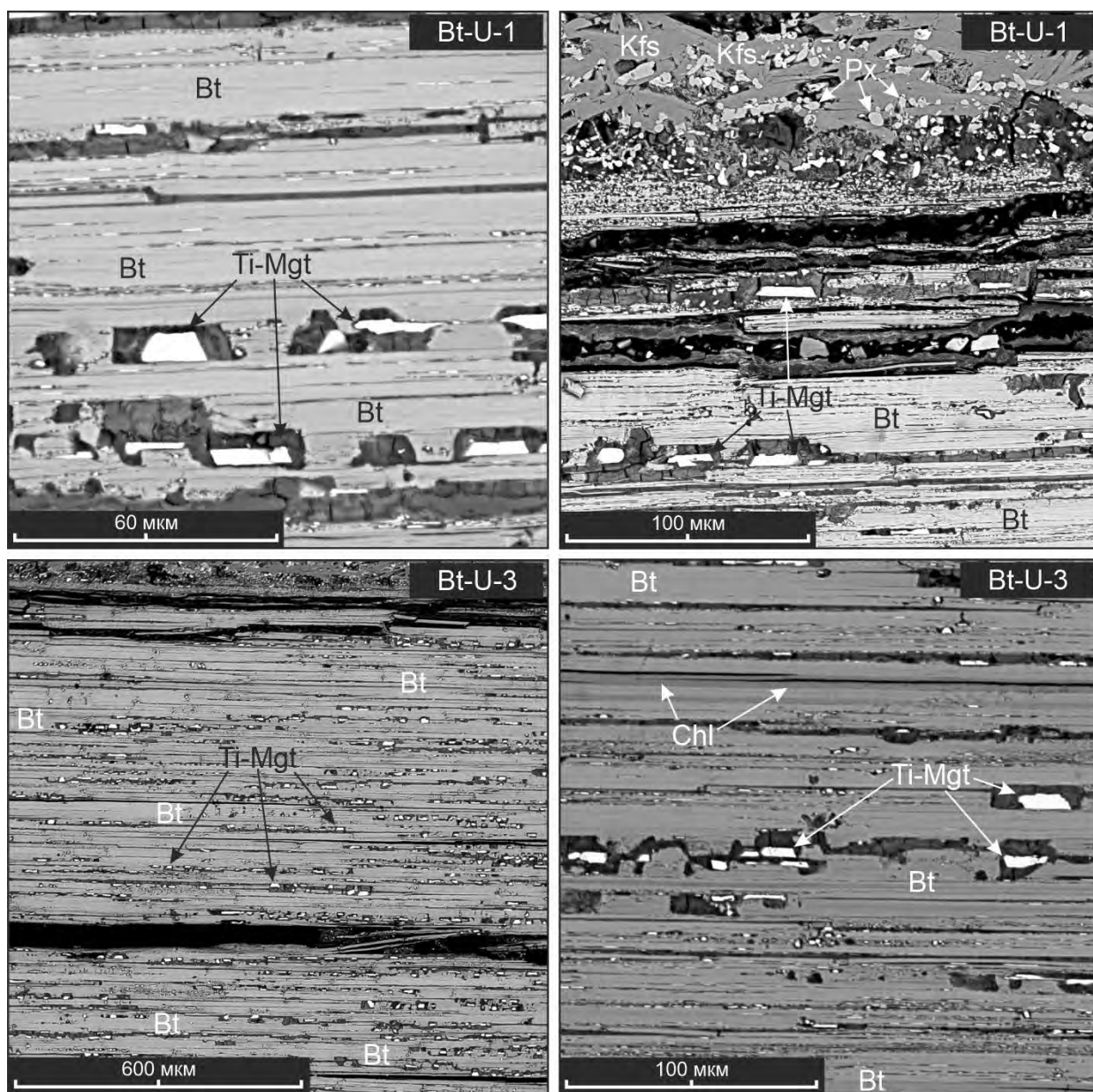


Рис. 2.6.1. Мегакристаллы слюды и структуры их преобразования.

Обозначения минералов: Bt – биотит; Kfs – полевои шпат; Px – пироксен; Ti-Mgt – титаномagnetит; Chl – хлорит. Изображение в BSE.

Неизмененные участки мегакристаллов слюды отвечают по составу Fe-биотитам $(\text{Na}_{0.00-0.11}\text{K}_{0.79-0.88}\text{Ca}_{0.00-0.02}\text{Ba}_{0.01-0.02})_{0.89-0.98}(\text{Fe}^{2+}_{1.01-1.38}\text{Mn}_{0.00-0.01}\text{Mg}_{0.89-1.26}\text{Ti}_{0.38-0.58})_{2.65-2.72}(\text{Si}_{2.66-2.77}\text{Al}^{\text{IV}}_{1.20-1.25})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH}_{1.98-2.13})_{2.0}$. В пересчете на конечные члены изоморфных рядов исследованные слюды соответствуют диапазону составов $\text{Phl}_{39.3-54.9}\text{Ann}_{45.1-60.7}$ (рис. 2.6.2; табл. 2.6.1).

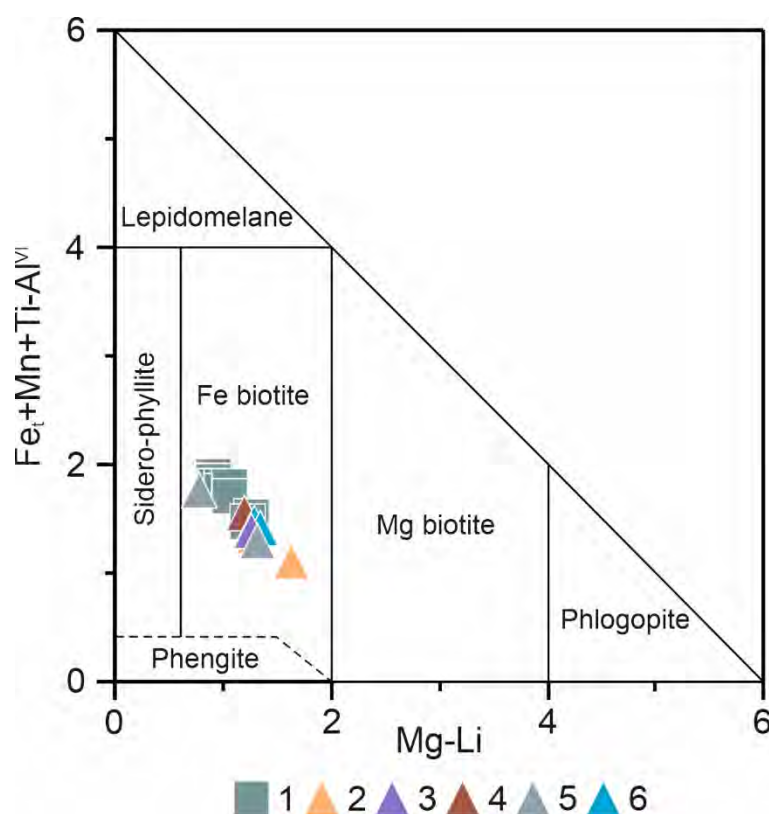


Рис. 2.6.2. Составы мегакристаллов слюды Тэсийнгольского и других вулканических ареалов [Tischendorf et al., 1977].

Точки составов мегакристаллов слюды: 1 – Тэсийнгольского ареала, 2 – Тарят-Чулутынского и 3 – Орхон-Селенгинского ареалов, 4 – Мандал-Гобийского ареала, 5 – Угийнуурского ареала [Геншафт, Салтыковский, 1990], 6 – вулкана Шаварын-Царам [Высоцкий, и др., 2011; Асеева, и др., 2023].

В отличие от мегакристаллов слюды из пород других вулканических ареалов Монголии (рис. 2.6.2) мегакристаллы Тэсийнгольского ареала характеризуются несколько более низкими содержаниями Al_2O_3 (13.0-14.0 мас. %) и повышенными концентрациями FeO (16.3 – 21.0 мас. %).

Таблица 2.6.1. Средние составы мегакристаллов Fe-биотита из пород позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии (мас. %).

Ареал	Т	ОС	МГ	У	ТЧ	Ш
n*	22	1	1	2	4	45
SiO ₂	34.91	36.50	36.69	36.18	35.70	35.15
TiO ₂	8.22	7.40	6.05	8.77	10.21	11.32
Al ₂ O ₃	13.42	16.30	14.10	16.07	16.70	14.89
FeO*	19.67	16.70	18.50	17.61	12.22	12.51
MnO	0.07	0.04	0.23	0.09		0.01
MgO	8.55	11.60	10.75	9.65	12.87	12.07
CaO	0.14		0.06	0.08	0.01	0.17
Na ₂ O	0.57		0.77	0.20	0.39	0.48
K ₂ O	8.47	8.90	8.60	8.62	9.15	9.71
BaO	0.55					
Сумма	94.58	97.44	95.75	97.26	97.24	96.31
Phl	43.57	39.18	46.84	44.48	33.77	36.83
Ann	56.43	48.39	47.92	44.91	62.73	63.17
Sd		5.56	2.59	6.34	1.20	0.00
Eas		6.87	2.65	4.27	2.30	0.00

Примечание. Ареал: Т – Тэсийнгольский, ОС - Орхон-Селенгинский, МГ - Мандал-Гобийский, У – Угийнуурский, ТЧ - Тарят-Чулутынский [Геншафт, Салтыковский, 1990]. Ш – вулкан Шаварын-Царам [Высоцкий, и др., 2011; Асеева, и др., 2023]. Миналы: Phl – флогопит, Ann – аннит, Sd – сидерофиллит, Eas – истонит. n – количество анализов.

2.7 Ксенолиты перидотитов и пироксенитов

Ксенолиты перидотитов из лав и эруптивных отложений вулканического центра Угуумур обладают среднезернистыми структурами и по соотношению главных минералов Ol+Orx+Crpx отвечают лерцолитам и дунитам. Среди лерцолитов, как было отмечено выше, установлены шпинелевые (Spl) и гранат-шпинелевые (Grt-Spl) разности (рис. 1.3.12). Пироксены из лерцолитов обычно представлены Cr-содержащими диопсидом (Cr₂O₃ до 1.2 мас. %) и энстатитом (Cr₂O₃ до 0.6 мас. %) (табл. П 2.8).

В дезинтегрированных ксенолитах лерцолитов отмечено наличие тонкокристаллических Ol+Orx+Crpx+Pl+Kfs+Mgt+Spl прожилков (рис. 2.7.1; табл. П 2.8). Составы оливинов из лерцолитов изменяются в широком диапазоне Fo₇₉₋₉₁, а вблизи реакционных зон имеют повышенные содержания CaO (до 0.6 мас. %).

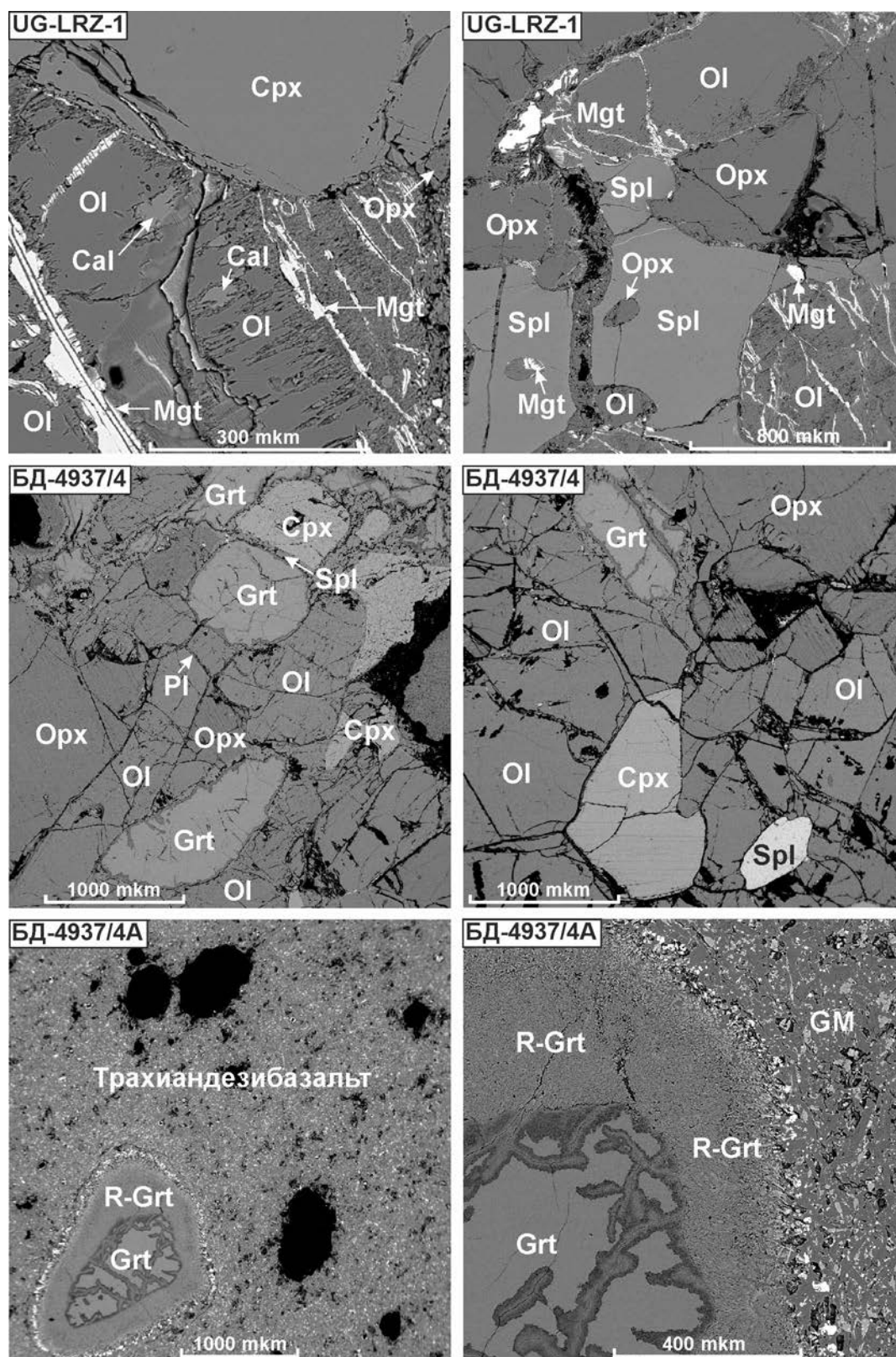


Рис. 2.7.1. Ксенолиты перцолитов и ксенокристалл граната из лав трахиандезибазальтов вулкана Угуумур.

UG-LRZ-1 – шпинелевый перцолит, БД-4937/4 – гранат-шпинелевый перцолит, БД-4937/4А – ксенокристалл пиропового граната в трахиандезибазальте. R-Grt – келифитовая кайма ксенокристалла граната. Изображения в BSE.

В некоторых образцах деформированных лерцолитов Ol преобразован с появлением прожилков магнетита и зерен Fe-содержащего Cal (FeO до 3.8 мас. %). С другой стороны, оливины не измененных лерцолитов отвечают узкому диапазону составов (Fo₈₈₋₉₀) с повышенными содержаниями NiO (до 0.62 мас. %). Краевые зоны пироксенов в дезинтегрированных ксенолитах лерцолитов, также, как и для оливинов, обнаруживают увеличение железистости составов вблизи реакционных зон и тонкокристаллических прожилков. Следует отметить, что для диопсидов таких лерцолитов наблюдаются возрастание концентраций Na₂O (до 1.6 мас. % в среднем).

Гранаты Grt-Spl перидотитов имеют пироп-альмандин-гроссуляровые составы (Prp₇₀₋₇₈ Alm₁₂₋₂₀ Grs₁₁₋₁₃) и в сравнении с мегакристаллами граната обнаруживают повышенные содержания Cr₂O₃ (0.3-1.8 мас. %) (рис. 2.4.3). На реакционных границах гранаты становятся не стехиометричными с увеличением пиропового компонента и низким содержанием гроссуляровой молекулы (Prp₇₆₋₉₅ Alm₁₋₂₀ Grs₂₋₄) (табл. П 2.8).

Главным минералом среднезернистых ксенолитов Grt-содержащих пироксенитов является диопсид (Wo₄₇₋₄₉ En₄₁₋₄₄ Fs₈₋₉) (табл. П 2.9). Гранат в них имеет пироп-альмандин-гроссуляровый состав (Prp₅₂₋₅₅, Alm₂₉₋₃₂ Grs₁₅₋₁₇). В сростании с диопсидом и гранатом отмечен рутил и ильменит. В мелких тонкокристаллических прожилках и зонах преобразования в пироксенитах наблюдается парагенезис амфибола (Mg-гастингсит, паргасит), битовнита (An₆₈₋₇₉ Ab₂₁₋₂₉ Or₀₋₂), глиноземистой шпинели и доломита (табл. П 2.9).

2.8 Полимиктовые брекчии

Полимиктовые магматические брекчии, которые насыщены обломками мегакристаллов ильменита, содержат в «цементирующем» их магматическом матриксе микролиты Ol, Crx, Pl, Kfs и Mgt и редкие субфенокристаллы Ol (Fo₄₂₋₅₃). Следует подчеркнуть, что помимо мегакристаллов ильменита в брекчиях обнаружены редкие мегакристаллы апатита, а также обломки лерцолитов. Отмечены отдельные зерна оливинов из разрушенных ксенолитов перидотитов

(Fo_{83-90}). В мегакристаллах ильменитов из брекчий содержатся включения апатита, магнетита, пирита и кальцита. Кальцит образует также прожилки в кристаллах ильменита и выделения в матриксе брекчий.

2.9 Карбонаты

Важным наблюдением при петрографо-минералогических исследованиях вулканических пород Тэсийнгольского ареала Северной Монголии является то, что практически повсеместно в них присутствуют карбонатные фазы (рис. 1.3.1, 1.3.2, 1.3.9). Они обнаружены в составе силикатно-карбонатных включений в оливинах, как одной из первых кристаллизующихся фаз щелочно-базальтовых магм, а также в форме интерстиций в матриксе пород. Карбонатные фазы установлены в зонах преобразования перидотитовых и пироксенитовых мантийных ксенолитов, в полимиктовых магматических брекчиях и в виде возгонов на поверхностях пород.

В оливинах из базанитов вулканического центра Бодь-уул включения карбонатных фаз представлены кальцитом и доломитом (рис. 2.9.1; табл. П 2.2). Помимо этого, среди резургентного материала вулкана Бодь-уул, на обломках лав и шлаков отмечается значительное развитие карбонатных возгонов (рис. 1.3.2).

Как было отмечено выше, во вкрапленниках оливина из базанитов (Fo_{83-70}) достаточно часто встречаются включения зональных силикатно-карбонатных кальцит-доломит-хлоритовых ($\text{Cal}+\text{Dol}+\text{Chl}$) и кальцит-доломитовых карбонатных фаз размером от 20 до 300 мкм. В центральных зонах зональных карбонатных включений в базанитах вулкана Бодь-уул содержится Mg- и P-содержащий кальцит (MgO 2-6 мас. %, P_2O_5 0.4-0.8 мас. %), который в промежуточных зонах сменяется Cu-содержащими доломитами (CuO 0.9-1.3 мас. %), а в краевых зонах окружен материалом, близким по составу к минералам хлорит-смакитовой группы (клинохлор, диабантит) (рис. 2.9.1; табл. П 2.16).

В базальтоидах вулкана Угуумур Тэсийнгольского ареала также широко распространены кальцитовые и доломитовые карбонатные фазы.

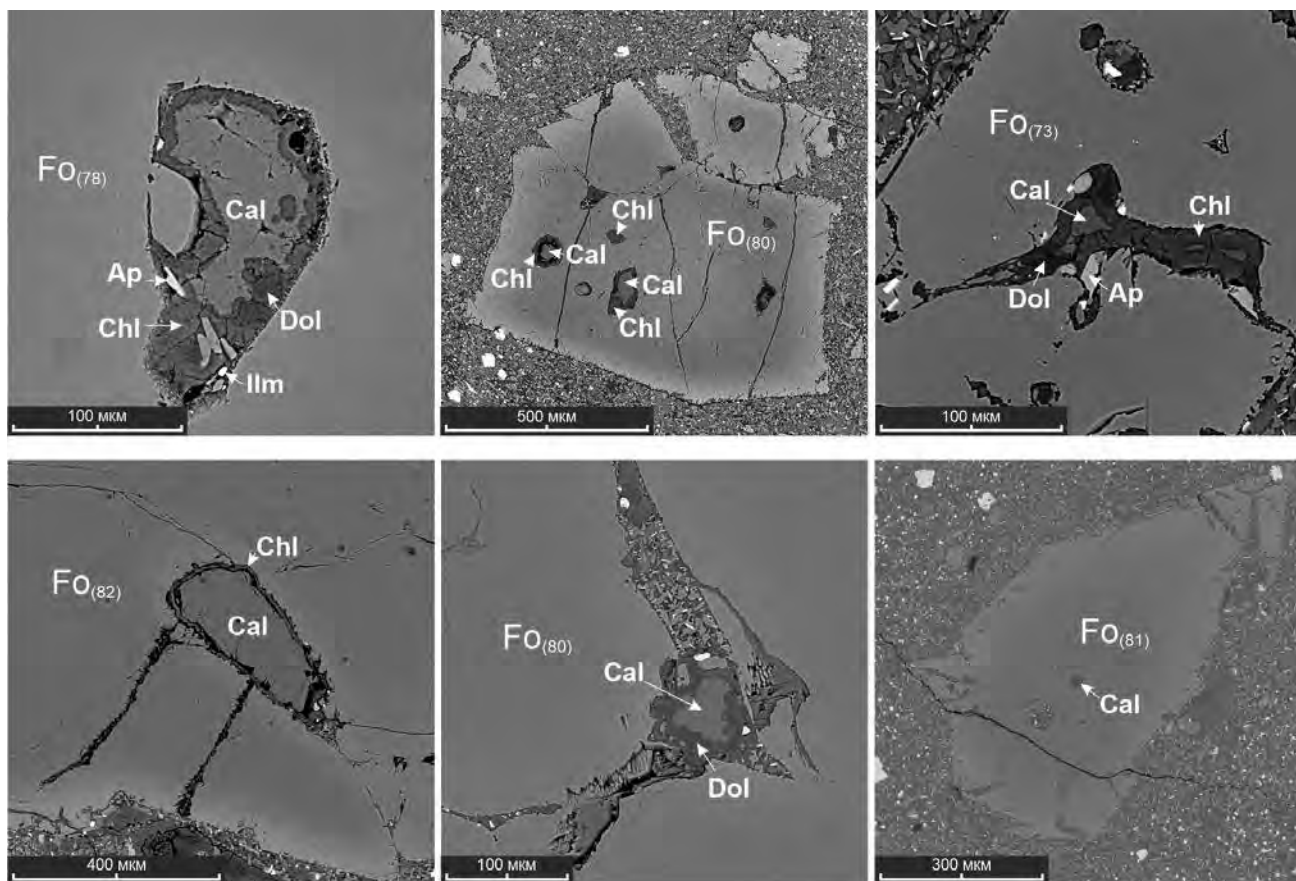


Рис. 2.9.1. Включения карбонатных и зональных силикатно-карбонатных фаз в оливинах из базанитов вулкана Бодь-уул.

Условные обозначения. Fo – вкрапленники оливина, Cal и Dol – выделения кальцита и доломита в зональных включениях силикатно-карбонатных фаз, Chl – кайма хлорит-сметитового материала в карбонатной фазе, Ap – апатит. Изображение в BSE.

В основной массе лавобрекчий и лав трахиандезибазальтов этого вулкана карбонатные фазы имеют исключительно кальцитовый состав и проявлены в виде большого количества изометричных выделений размером до 500-700 мкм (рис. 2.9.2; табл. П 2.17). В кальцитах часто присутствуют мелкие кристаллы Sr-содержащего (SrO до 0.8 мас. %) гидроксил- и F-apatита (5-80 мкм).

В трахиандезитах карбонатные фазы представлены доломитом и распространены в матриксе пород в виде интерстиционных выделений среди микролитов полевых шпатов. Размеры их выделений составляют от первых и до ~ 500-700 мкм. Такие выделения имеют концентрическую зональность, связанную с вариациями содержаний CaO и MgO.

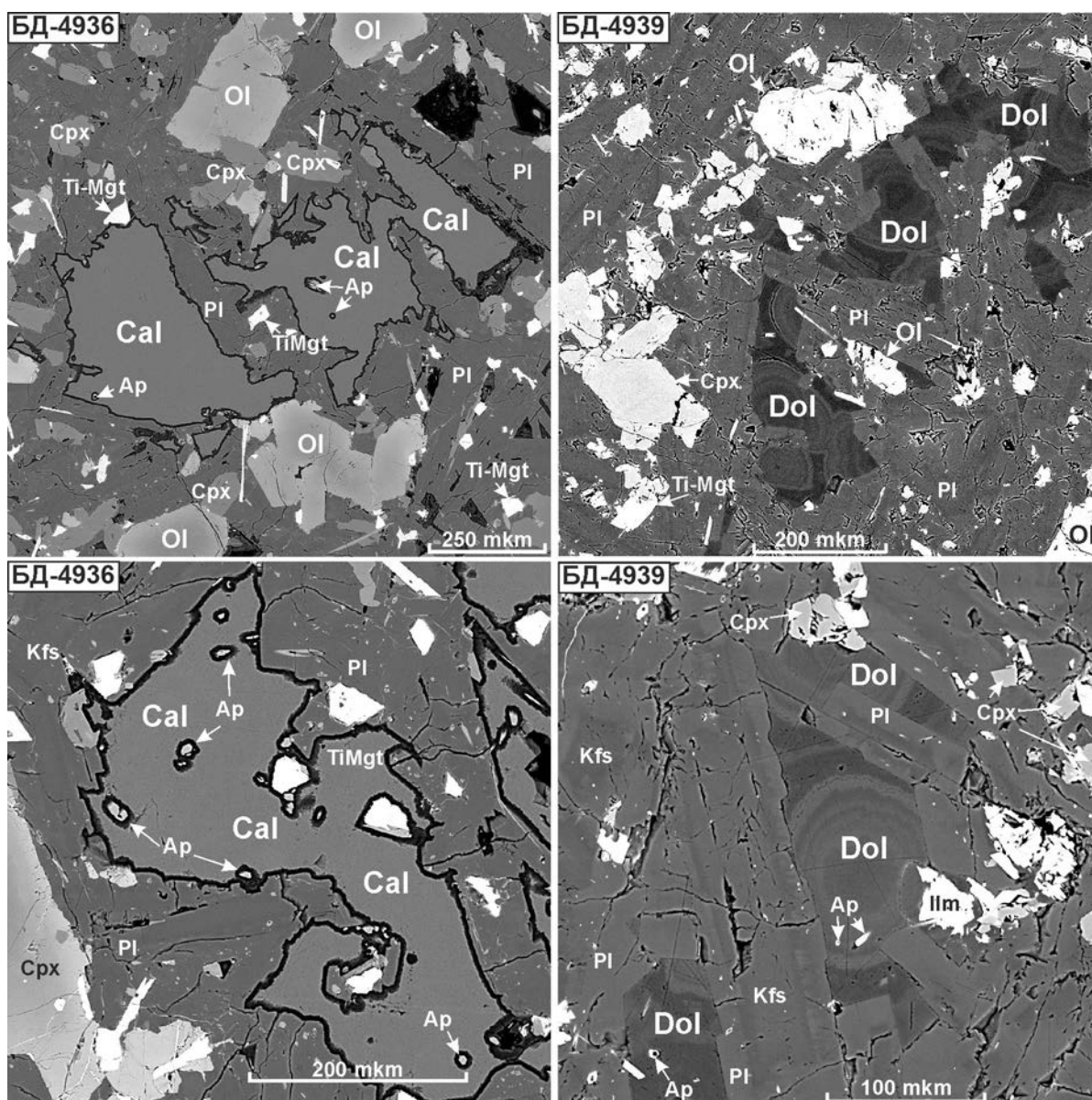


Рис. 2.9.2. Интерстиционные выделения карбонатов в лавобрекчиях трахиандеизбазальтов (БД-4936) и лавах трахиандезитов (БД-4939) вулкана Угуумур.

Условные обозначения. Cal – кальцит, Dol – доломит, Ap – апатит, Ol – оливин, Cpx – Са-пироксен, Ti-Mgt – титаномagnetит, Pl - плагиоклаз. Изображение в BSE.

Среди ксенолитов вулкана Угуумур карбонатные фазы обнаружены в шпинелевых лерцолитах и гранат-содержащих пироксенитах. В этих ксенолитах карбонатные фазы приурочены к зонам преобразования пород. Карбонатные фазы в шпинелевых лерцолитах (Spl-Lrz) представлены исключительно кальцитом в ассоциации с преобразованными оливинами (Fo_{89-88}). Кальциты в них наблюдаются в форме изометричных выделений размером до 100-250 мкм (рис. 2.9.3).

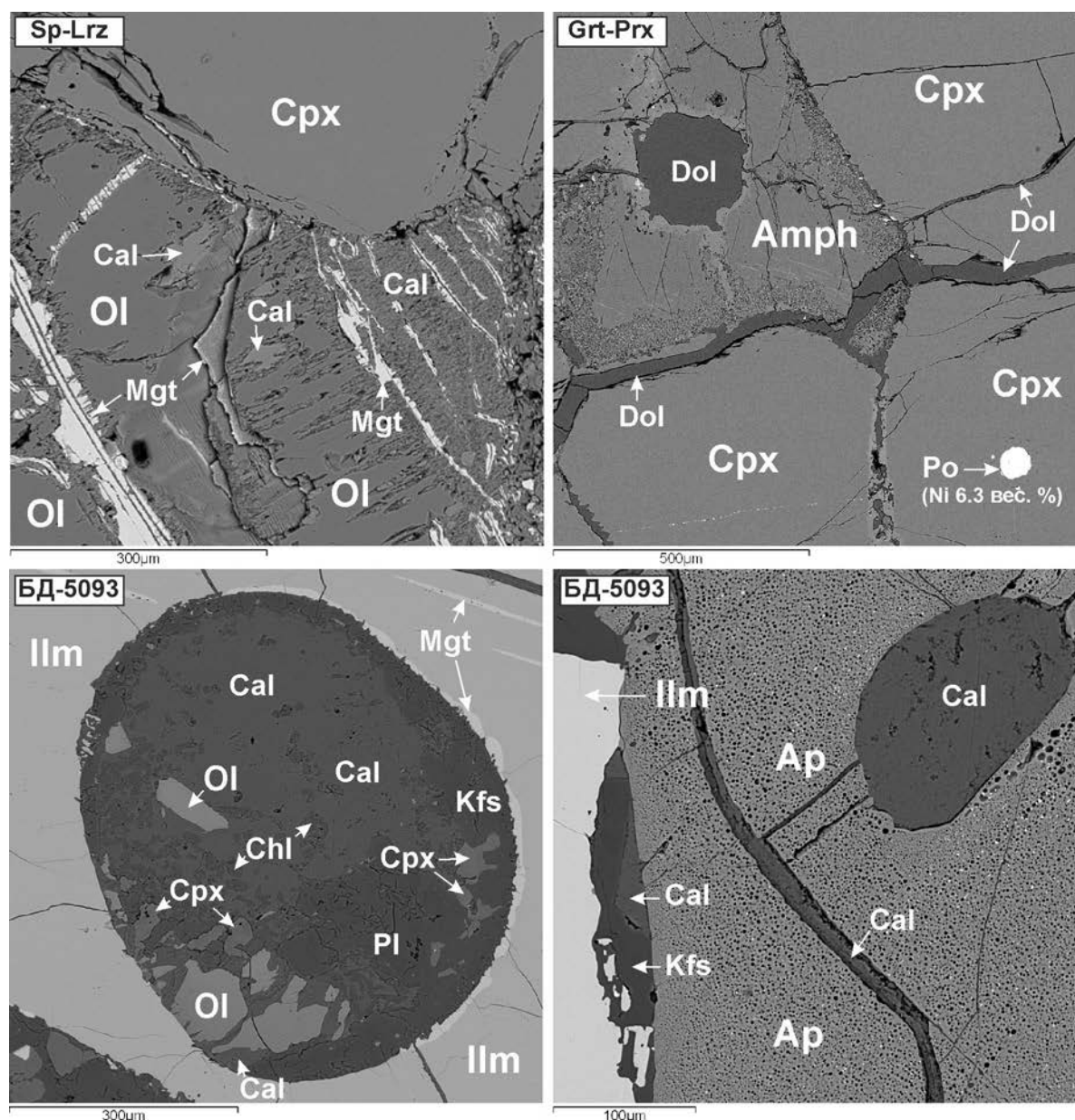


Рис. 2.9.3. Карбонатные фазы в ксенолитах шпинелевых лерцолитов (Sp-Lrz), гранат-содержащих пироксенитов (Grt-Prx) и в магматических полиминеральных брекчиях (БД-5093) вулкана Угуумур

Условные обозначения: Kfs – K-Na полевые шпаты, Amph – амфибол, Po – пирротин. Изображение в BSE. Другие условные обозначения см. на рис. 2.9.2.

Карбонатные фазы в ксенолитах Grt-содержащих пироксенитов (Grt-Prx) представлены Dol, а кальциты не обнаружены. Dolomite находится здесь в ассоциации с зернами амфибола паргаситового и гастингситового состава и представлены округлыми включениями размером до 250 мкм (табл. П 2.9). Важно

отметить, что доломит образует в них тонкие прожилки по трещинам деструкции Срх, и находится на межзерновых границах Са- и Fe-Mg пироксенов.

Карбонаты установлены в уникальных по своему составу магматических полимиктовых брекчиях вулкана Угуумур (рис. 2.9.3). В брекчиях кальцит и силикатно-карбонатные фазы содержатся в виде изоморфных выделений в магматическом матриксе и в виде округлых включений в мегакристаллах ильменита и апатита (рис. 2.9.3). Особенно широко развиты карбонатные фазы в виде прожилков в трещинах кристаллов ильменита.

Присутствие включений карбонатов в субликвидусных минералах и мантийных ксенолитах может свидетельствовать о высокой роли углеродсодержащего флюида в обогащенном источнике вещества и, вероятно, в последующих процессах метасоматоза литосферной мантии. Включения доломит-кальцит-силикатного вещества в оливинах Fo_{82-76} из базанитов вулкана Бодь-уул может быть объяснено наличием в астеносферной мантии силикатно-карбонатных расплавов в условиях их жидкостной несмесимости с щелочно-базальтовыми магмами. Образование таких расплавов могло происходить при плавлении карбонатизированных мантийных Grt-содержащих пироксенитовых жил. Источником силикатно-карбонатного вещества могла быть, вероятно, древняя субдуцированная океаническая кора, высокобарически преобразованная и эклогитизированная в переходной зоне мантии.

ГЛАВА 3. ГЕОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И МЕГАКРИСТАЛЛОВ

3.1 Типы, составы и геохимические особенности вулканических пород

Среди пород кайнозойских вулканических ареалов Монголии в результате предшествующих исследований [Yarmolyuk et al., 2014] обнаружены трахибазальты, трахиандезибазальты, базаниты, фонотефриты, реже трахиандезиты, тефрифонолиты, нефелиниты, базальты и андезиты (рис. 3.1.1). Другими авторами [Tsyrukova et al., 2014; Цыпукова и др., 2022] в составе отдельных вулканических ареалов Монголии, помимо указанных типов пород, были установлены гавайиты.

Вулканические породы Тэсийнгольского ареала представлены в основном трахибазальтами, трахиандезибазальтами и в меньшей степени базанитами, фонотефритами и трахиандезитами (рис. 3.1.1; табл. 3.1.1; табл. П 3.1, П 3.2). Они различаются не только по уровню щелочности и кремнекислотности, но и по другим вещественным характеристикам.

Так породы вулкана Угуумур представлены преимущественно трахиандезибазальтами с подчиненным объемом трахибазальтов и трахиандезитов, а также единичными проявлениями фонотефритов, тогда как в строении вулкана Бодь-уул обнаружены лавы и субвулканические тела исключительно базанитов и фонотефритов (рис. 3.1.1).

Вне зависимости от уровня кремнекислотности породы вулкана Угуумур имеют в основном Ну-нормативный минеральный состав ($Ne \leq 0.8$, $Hu \leq 0.4-16$) (табл. П 3.1), а базаниты и фонотефриты вулкана Бодь-уул отличаются исключительно Не-нормативным составом ($Ne = 15-22$ и $11-15$, соответственно) (рис. 3.1.2; табл. 3.4). Среди пород вулкана Угуумур и Тэсийнгольского ареала в целом выделяются трахиандезиты со значительными вариациями составов по содержаниям SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO^* , CaO , Na_2O и K_2O . Эти наиболее кремнекислые породы имеют вещественные и петрографические признаки захвата и ассимиляции магмами ксеногенных полевых шпатов и кварца (рис. 2.1.4).

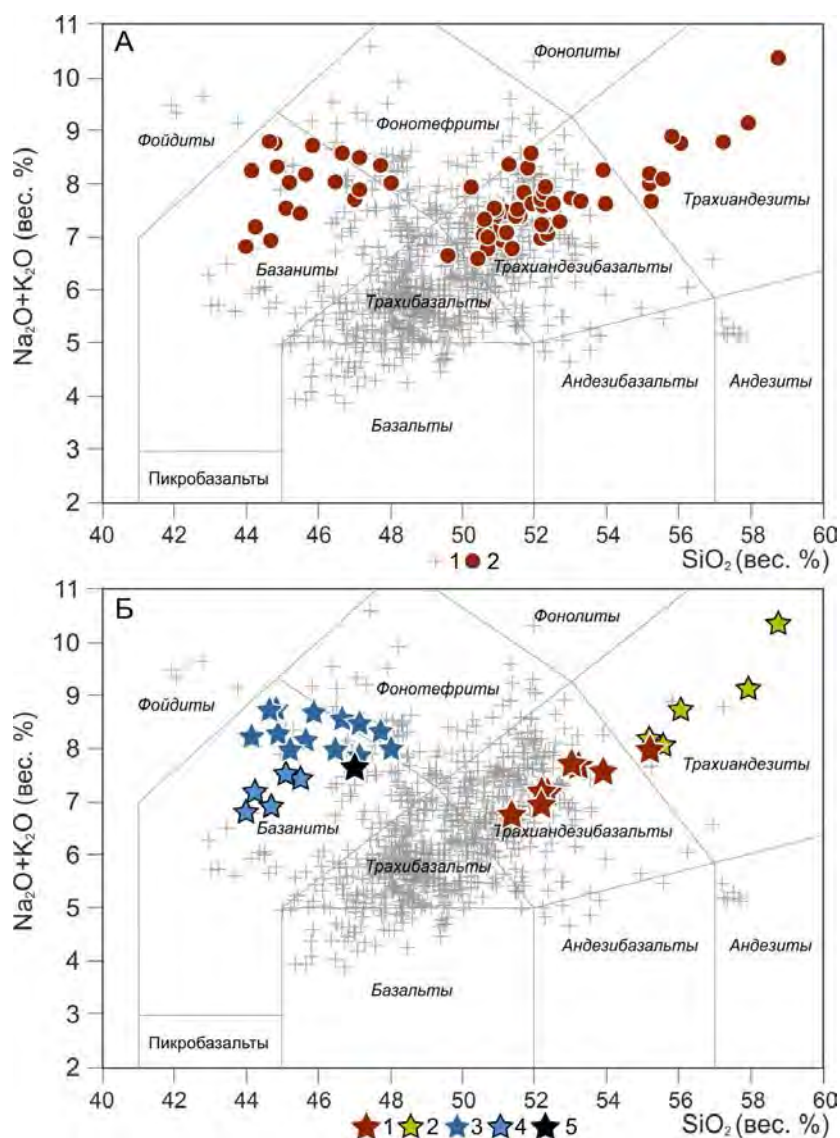


Рис. 3.1.1. Составы пород кайнозойских вулканических ареалов Монголии на диаграммах TAS - SiO_2 -($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) по [LeBas et al., 1986].

Условные обозначения на диаграмме А - точки составов пород: 1 – кайнозойских вулканических ареалов Монголии ($n=669$), 2 – Тэсийнгольского ареала Северной Монголии ($n=81$); на диаграмме Б - точки составов пород: 1 - вулкана Угуумур ($n=7$), 2 – трахиандезиты вулкана Угуумур с вещественными и минералогическими признаками ассимиляции мегакристаллов ($n=5$), 3 – вулкана Бодь-уул ($n=13$), 4 – базаниты вулкана Бодь-уул с признаками вторичных изменений ($n=5$), 5 – фонотефрит основания лавового плато Тэсийнгольского ареала. n – количество анализов. Составы вулканических пород кайнозойских ареалов Монголии приведены для возрастного интервала олигоцен-голоцен по [Togtokh et al., 2018; Barry et al, 2003; Yarmolyuk et al., 2014; Savatenkov et al., 2010; Demonterova et al., 2007; Hunt et al., 2012; Tsypukova et al., 2014; Ancuta et al., 2017; Perepelov et al., 2020; Цыпукова и др., 2022] и оригинальным данным автора. Составы пород Тэсийнгольского ареала приведены по [Ancuta et al., 2017; Perepelov et al., 2020] и оригинальным данным автора.

Таблица 3.1.1 Средние составы пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул по [Perepelov et al., 2020].

Вулкан	Угуумур		Бодь-уул		Вулкан	Угуумур		Бодь-уул	
Порода	ТАБ ⁶	ТА ³	БЗ ⁶	ФТ ⁷	Порода	ТАБ ⁶	ТА ³	БЗ ⁶	ФТ ⁷
SiO ₂ , мас. %	52.31	55.31	44.79	46.99	Y	21	23	28	27
TiO ₂	2.56	2.65	2.96	3.02	Zr	250	271	347	330
Al ₂ O ₃	14.36	15.46	12.59	13.18	Nb	51	56	122	108
Fe ₂ O ₃	4.69	2.97	4.43	4.06	Mo	1.4	1.4	3.1	2.5
FeO	5.51	4.49	6.46	6.61	Sn	3.3	3.7	3.4	3.2
MnO	0.12	0.08	0.15	0.14	Cs	0.54	0.28	0.86	0.84
MgO	5.01	3.43	8.93	7.53	Ba	704	656	987	955
CaO	6.07	5.76	7.71	7.22	La	30.6	34.6	62.3	56.0
Na ₂ O	3.84	4.34	4.29	4.23	Ce	71.4	79.0	134.4	121.4
K ₂ O	3.58	3.97	3.98	4.05	Pr	9.86	10.79	17.26	15.75
P ₂ O ₅	0.83	0.89	1.59	1.48	Nd	41.8	45.0	71.0	64.2
LOI*	1.28	0.83	1.39	0.90	Sm	8.97	9.57	14.04	13.04
Сумма	100.16	100.18	99.27	99.42	Eu	2.55	2.75	4.01	3.68
Mg#	54.3	52.5	66.3	62.8	Gd	7.05	7.56	10.90	10.21
H _{уN} *, Ne _N	4.1*	8.9*	16.3	11.8	Tb	0.95	1.01	1.38	1.29
Li, ppm	12	10	12	11	Dy	4.78	5.04	6.60	6.30
Be	2.27	1.96	3.27	2.99	Ho	0.81	0.86	1.08	1.04
Sc	14	13	15	14	Er	1.87	1.99	2.44	2.33
V	148	125	156	150	Tm	0.24	0.25	0.29	0.28
Cr	108	85	220	174	Yb	1.32	1.39	1.64	1.61
Co	34	27	44	38	Lu	0.18	0.19	0.22	0.22
Ni	61	48	205	159	Hf	5.75	6.21	7.52	7.23
Cu	30	31	57	51	Ta	2.83	3.10	6.47	5.86
Zn	135	143	143	133	W	0.56	0.54	1.77	1.27
Ga	24.8	24.8	23.4	23.9	Tl	0.08	0.11	0.06	0.07
Ge	1.36	1.34	1.25	1.38	Pb	2.74	3.36	2.73	2.60
Rb	65	65	81	75	Th	1.67	2.04	3.44	3.09
Sr	941	1006	1489	1340	U	0.45	0.36	1.05	0.91

Примечание. Породы: ТАБ – трахиандезибазальт, ТА - трахинадезит, БЗ – базанит, ФТ – фонотефрит. Надстрочные символы – количество проб для подсчета среднего. Mg# = $Mg/(Mg+Fe^{+2}) \cdot 100$, мол. % - коэффициент магнезиальности. H_{уN}*, Ne_N – нормативные содержания гиперстена и нефелина (CIPW).

Породы других участков Тэсийнгольского вулканического ареала варьируют по нормативному минеральному составу от Ne≤5.7 до H_у=12.4. Как было отмечено выше, в основании лавовых плато Тэсийнгольского ареала отмечены редкие проявления фонотефритов. Они близки по нормативному минеральному составу к породам вулкана Бодь-уул (Ne=12.5).

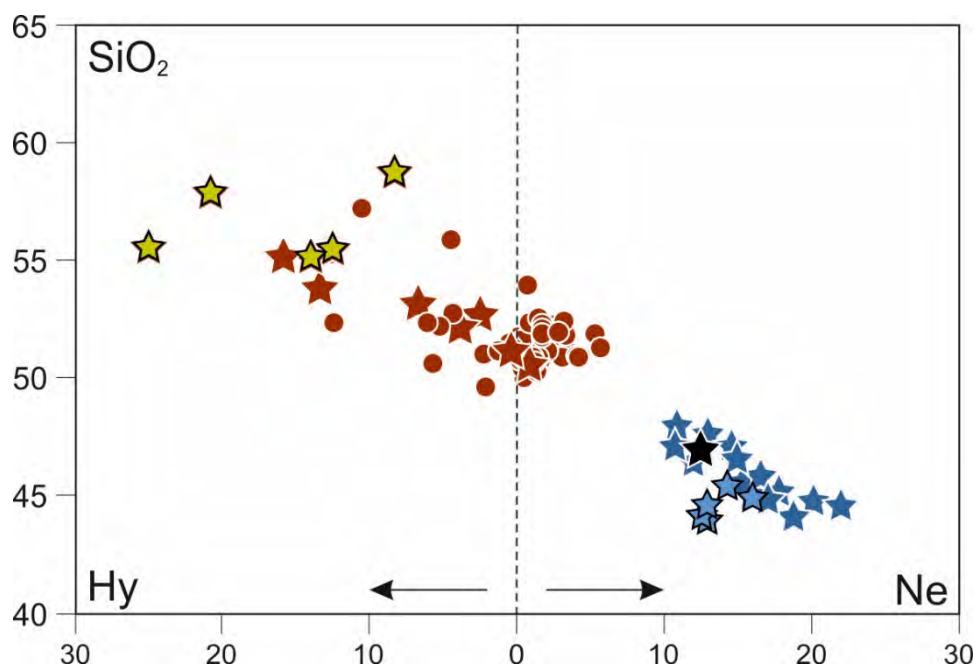


Рис. 3.1.2. Нормативный Ne-Hy минеральный состав пород Тэсийнгольского вулканического ареала (%).

Условные обозначения точек состав пород см. на рис. 3.1.1.

Породы вулкана Бодь-уул отличаются более магнезиальными составами (Mg# 55.4-63.6) по отношению к заметно менее магнезиальным породам вулкана Угуумур (Mg# 44.8-50.1) (табл. П 3.1, П 3.2). Для трахиандезитов, которые имеют вещественные и минералогические признаки ассимиляции магмами ксеногенных калиевых минералов, свойственна, в целом, более низкая магнезиальность (Mg# 14.4-47.6) (табл. П 3.2). От средне-позднемиоценовых пород Тэсийнгольского ареала базаниты и фонотефриты вулкана Бодь-уул отличаются низкой кремнекислотностью, более высокими содержаниями CaO, P₂O₅ и пониженными концентрациями Al₂O₃ (рис. 3.1.3). При этом в сравнении с породами других вулканических ареалов Монголии (669 проб) фонотефриты и базаниты вулкана Бодь-уул относятся к группе с наиболее высокими концентрациями TiO₂ и P₂O₅ и заметно обеднены Al₂O₃ и CaO.

Породы всего Тэсийнгольского ареала в сравнении с составами пород других кайнозойских вулканических ареалов Монголии заметно обеднены Al₂O₃ и CaO (рис. 3.1.3).

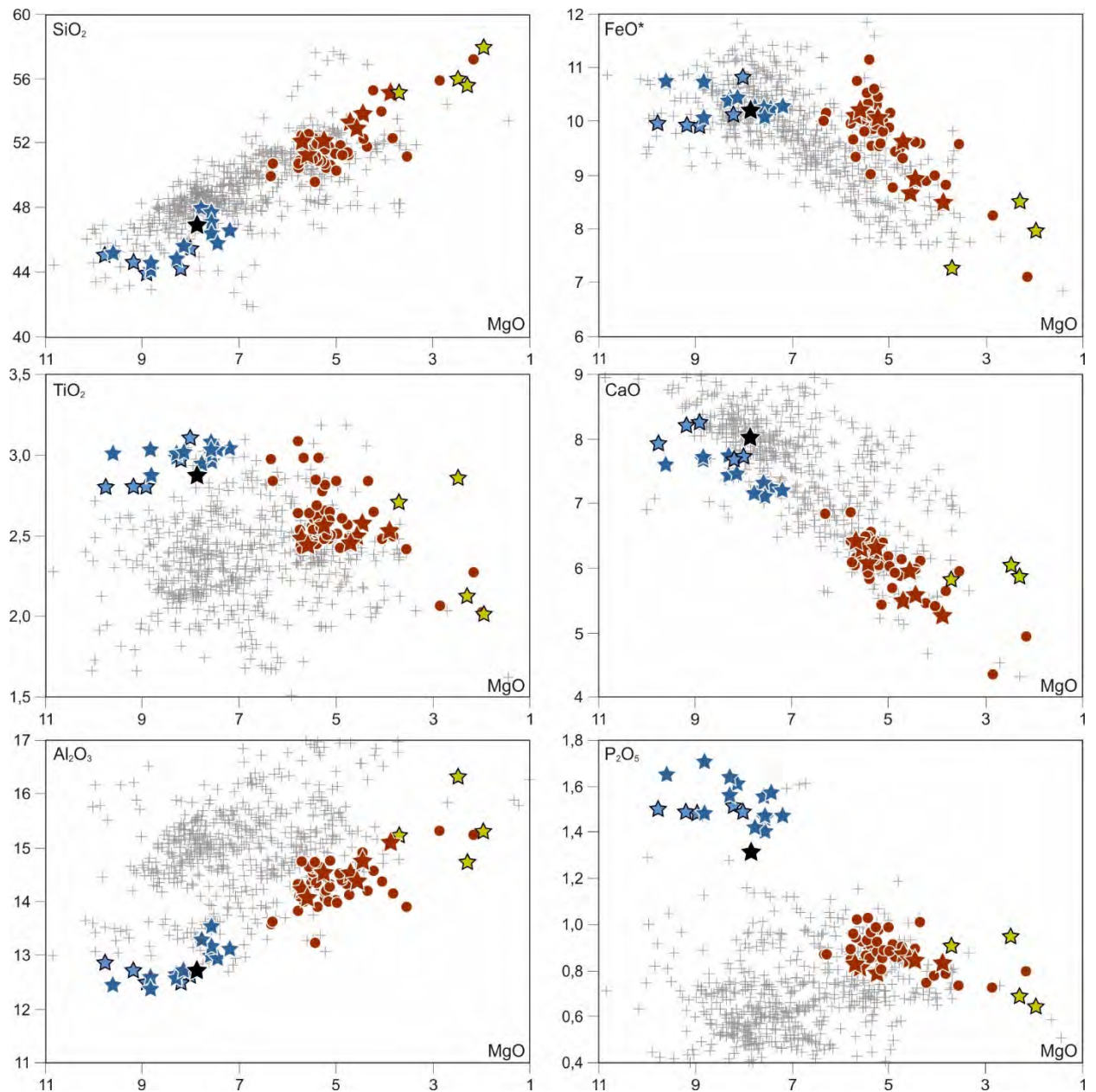


Рис. 3.1.3. Составы пород кайнозойских вулканических ареалов Монголии и Тэсийнгольского ареала на графиках распределения петрогенных оксидов (мас. %).

Условные обозначения точек состав пород см. на рис. 3.1.1. По оси абсцисс содержания MgO приведены в обратном порядке.

Существенные различия в составах пород изученных вулканических центров наблюдаются не только при анализе распределения в них петрогенных элементов, но и по редкоэлементным характеристикам. В частности, для базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул характерны наиболее высокие величины La/Yb отношений (34-40), тогда как для пород вулкана Угуумур эти величины существенно ниже (21-28) (рис. 3.1.4).

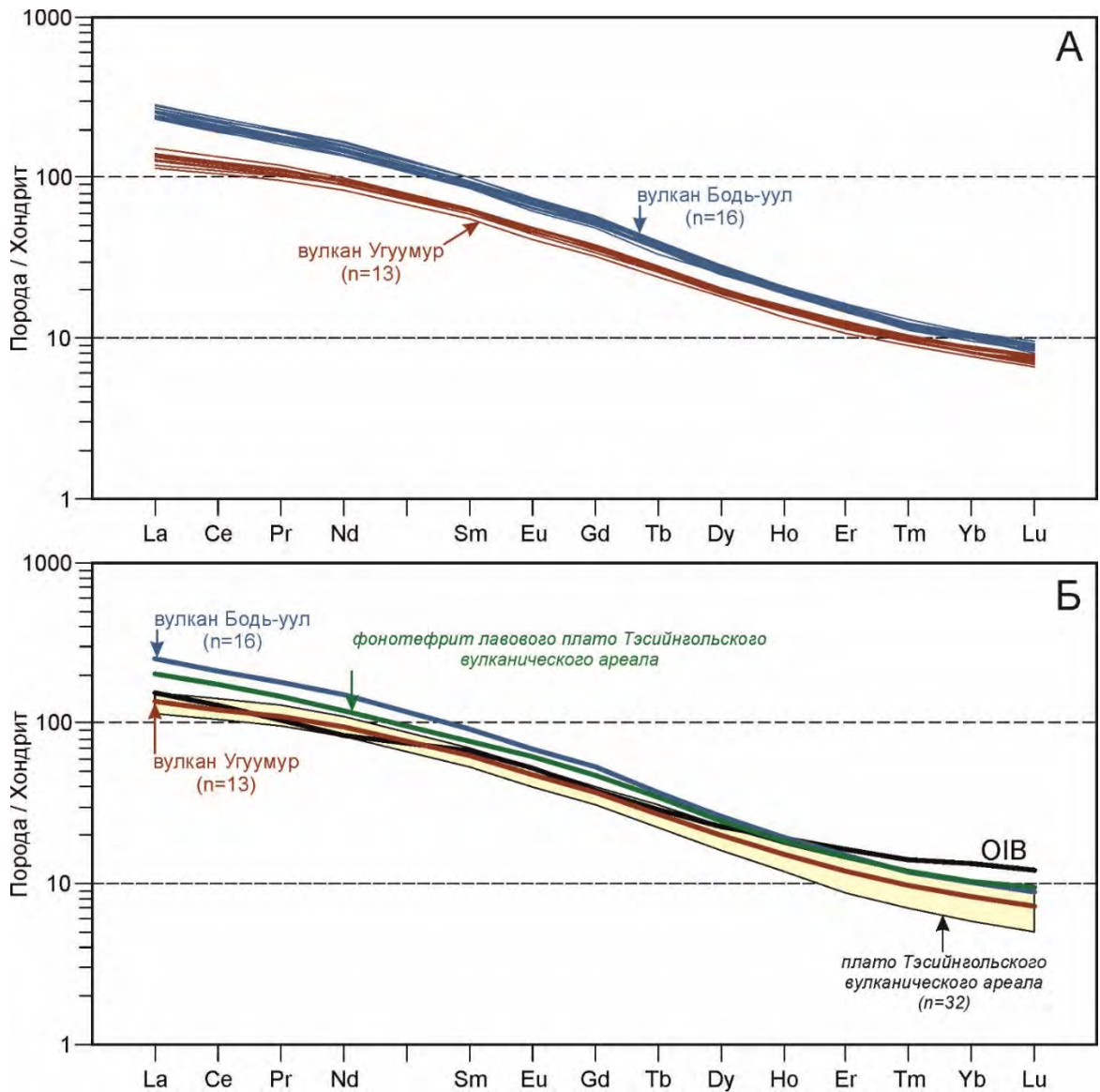


Рис. 3.1.4. Распределение нормированных концентраций REE (ppm) в породах Тэсийнгольского вулканического ареала.

На диаграмме А – составы пород вулканических центров Бодь-уул и Угуумур. На диаграмме Б – средние составы пород вулканических центров и поле составов пород лавового плато Тэсийнгольского ареала. Составы пород нормированы на содержания в хондрите [McDonough, Sun, 1995]. n – количество анализов для подсчета среднего.

Характерной особенностью в распределении редких элементов для пород исследованных вулканических центров Тэсийнгольского ареала является их относительное обеднение U и Th, наиболее ярко выраженное для трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур. На графиках нормированных концентраций для этих элементов наблюдаются примечательно глубокие минимумы (рис. 3.1.5).

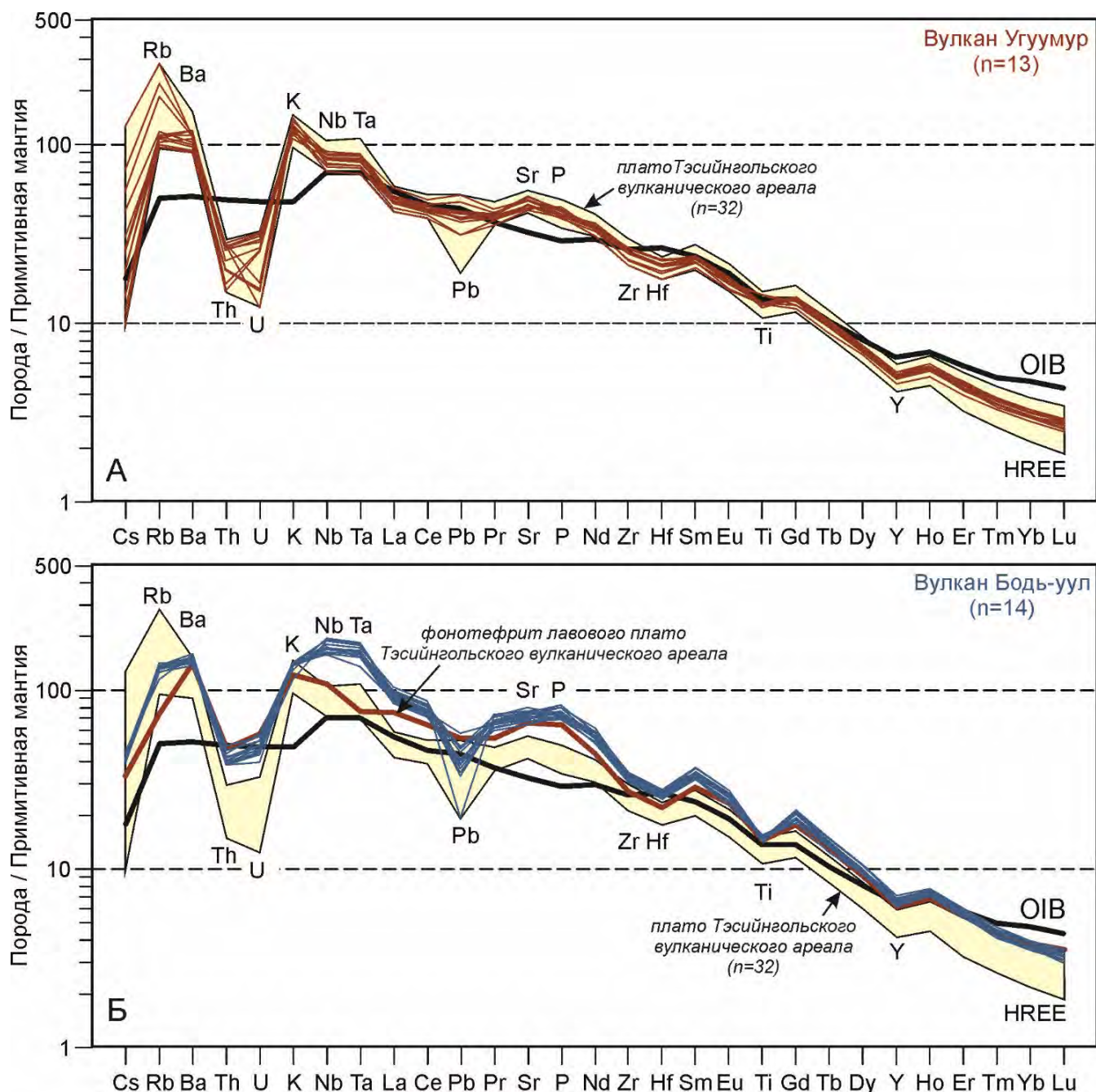


Рис. 3.1.5. Распределение нормированных концентраций магматофильных элементов (ppm) для пород Тэсийнгольского вулканического ареала.

Составы пород нормированы на содержания в примитивной мантии [McDonough, Sun, 1995].

Низкие содержания U и Th характерны для большинства пород позднекайнозойских вулканических ареалов Северной и Центральной Монголии [Yarmolyuk et al., 2014; Perepelov et al., 2020; Цыпукова и др., 2022], в том числе для пород вулкана Бодь-уул и, особенно, для пород вулкана Угуумур (рис. 3.1.5).

Наиболее приемлемым в этом случае будет предположение, что дефицит радиоактивных элементов в породах вулкана Угуумур и других вулканических центров Монголии отражает особенности состава одного из источников вещества, участвующего в формировании исходных щелочно-базальтовых магм. Таким источником может быть вещество древней литосферы с низкими величинами U/Pb отношений.

В целом, сравнивая породы двух вулканических центров, отмечается, что с возрастанием кремнекислотности пород от базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул к трахиандезиобазальтам и трахиандезитам вулкана Угуумур в них снижаются уровни концентраций многих LILE (Th, U, REE, Sr, Y, W, Cr, V), HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), сидерофильных (Co, Ni, Mo) и халькофильных элементов (Cu, Zn) (рис. 3.1.5, 3.1.6; табл. П 3.3, П 3.4).

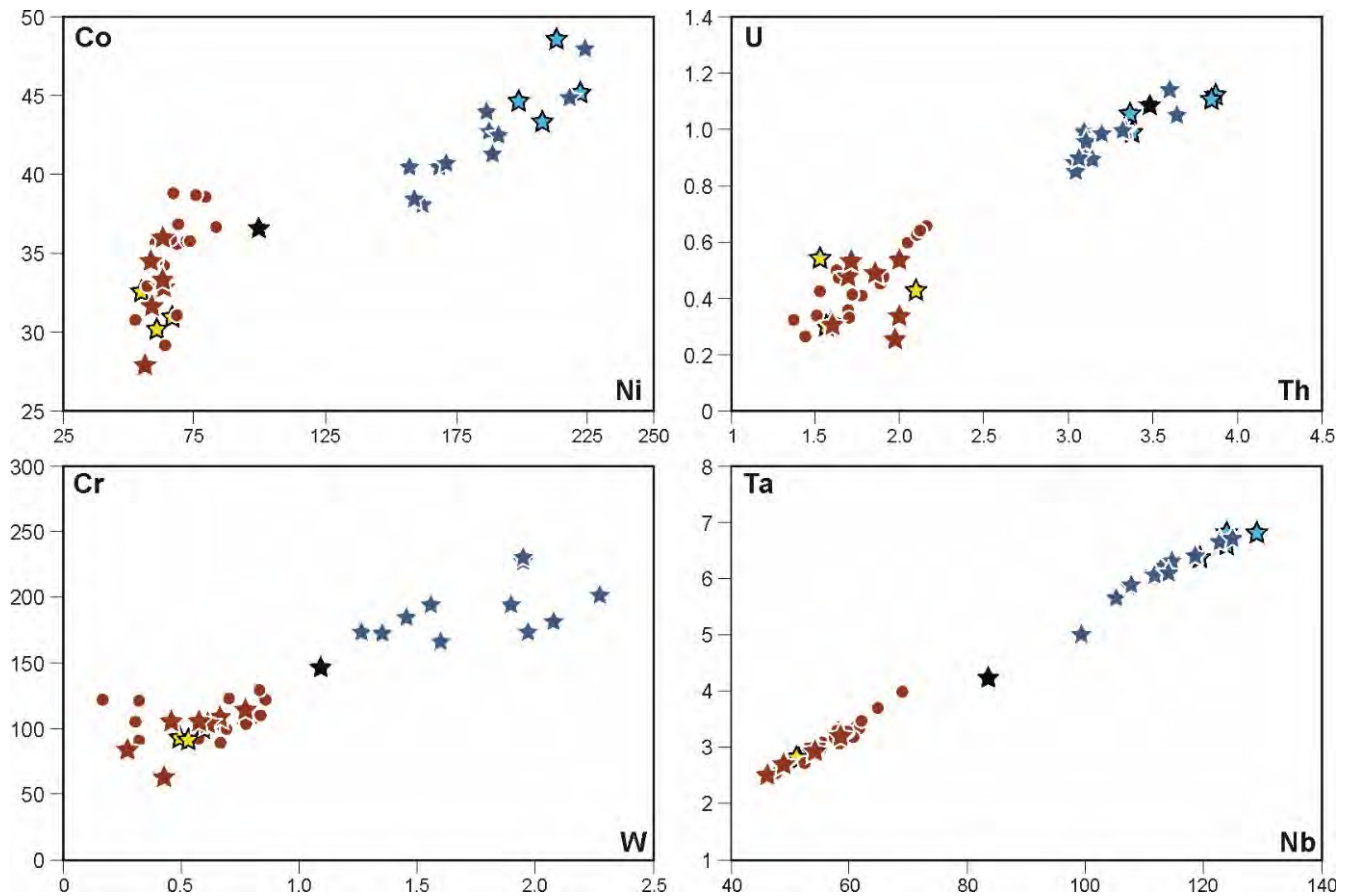


Рис. 3.1.6. Распределение концентраций редких элементов (ppm) в породах Тэсийгольского вулканического ареала.

Обозначения точек составов пород см. на рис. 3.1.1.

В сравнении со средним составом пород OIB типа [Sun, McDonough, 1989] вещественные характеристики трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур отличаются высокими концентрациями в них Rb, Ba, K, Sr, P и сравнительно низкими содержаниями Y и HREE (рис. 3.1.4, 3.1.5).

С возрастанием кремнекислотности пород исследованных вулканических центров в них уменьшаются значения таких индикаторных редкоэлементных отношений, как Sr/Y (от 49-52 до 42-46) и возрастают величины отношений Ba/Nb (от 8-10 до 12-18) и Ga/Sc (от 1.6-1.7 до 1.6-2.2). Фонотефриты основания лавового плато Тэсийнгольского ареала по содержаниям ряда петрогенных оксидов и редких элементов (Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 , REE, Pb, Sr, Th, U) или соответствуют щелочным базальтоидам вулкана Бодь-уул или занимают промежуточное положение между составами базальтоидов изученных вулканических центров (Co, Ni, Cr, W, Nb, Ta) (рис. 3.1.3, 3.1.6).

Составы базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул в соответствии со своей щелочной спецификой и в сравнении с OIB отличаются еще более высокими концентрациями в них многих LILE и HFSE элементов (рис. 3.1.7).

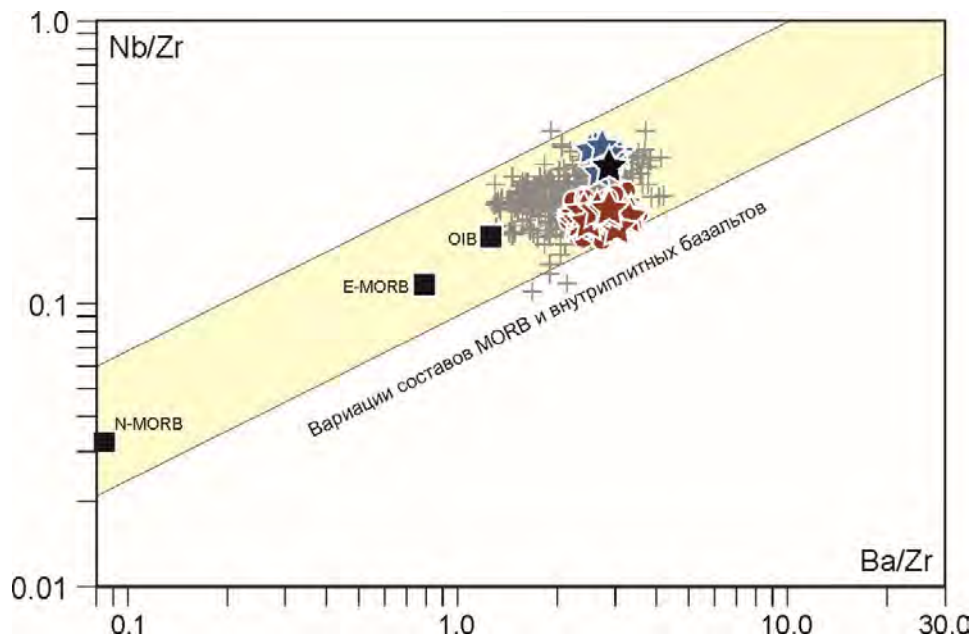


Рис. 3.1.7. Диаграмма распределения Ba/Zr и Nb/Zr (ppm) для составов пород кайнозойских вулканических ареалов Монголии и Тэсийнгольского ареала.

Составы N-MORB, E-MORB и OIB приведены по [Sun, McDonough, 1989]. Другие обозначения см. на рис. 3.1.1.

В целом для пород Тэсийнгольского вулканического ареала характерна более высокая степень фракционирования REE ($\text{La/Yb}=21\text{-}40$) по отношению к OIB ($\text{La/Yb}=17$) [Sun, McDonough, 1989]. Отмечается что, составы пород Тэсийнгольского ареала на графиках распределения редких элементов принадлежат мантийной последовательности MORB-OIB и являются типично внутриплитными образованиями (рис. 3.1.7).

3.2. Геохимические особенности мегакристаллов

Значительное распространение и большие размеры мегакристаллов из лав и взрывных отложений вулкана Угуумур позволили выбрать представительные образцы и провести анализ составов отдельных кристаллов. Несмотря на то, что для вулканических отложений различных районов мира имеется достаточно много данных о содержании в мегакристаллах главных оксидов, к примеру [Barr, Dostal, 1986; Upton et al., 1999; Yu, O'Reilly, 2001; Dobosi et al., 2002; Baldwin et al., 2017] (рис. 3.2.1), представительные данные по их редкоэлементному составу достаточно редки. Полученные новые данные о редкоэлементном составе мегакристаллов вулкан Угуумур могут быть использованы при разработке различных петрогенетических моделей (табл. П 3.5).

Небольшие вариации составов мегакристаллов санидинов, пироксенов и гранатов, и содержаний в них редких элементов указывают на то, что их ассоциация однородна и не может быть разделена по составам на какие-либо группы внутри каждого минерального вида.

С использованием XRF метода были определены составы 31 мегакристаллов санидинов и 12 мегакристаллов проанализированы с использованием EDS микроанализа. Показано, что большинство мегакристаллов полевых шпатов отвечает по составам K-Na-санидинам и крайне редко K-санидинам. Для них характерны незначительные, но надежно установленные концентрации Ti, Fe, Mn, Mg и P, связанные, возможно, с неструктурными примесями. При этом по данным XRF наиболее яркими особенностями редкоэлементного состава санидинов являются высокие содержания в них Sr ($\sim 1800\text{-}2900$) и Ba ($\sim 1900\text{-}3000$ ppm).

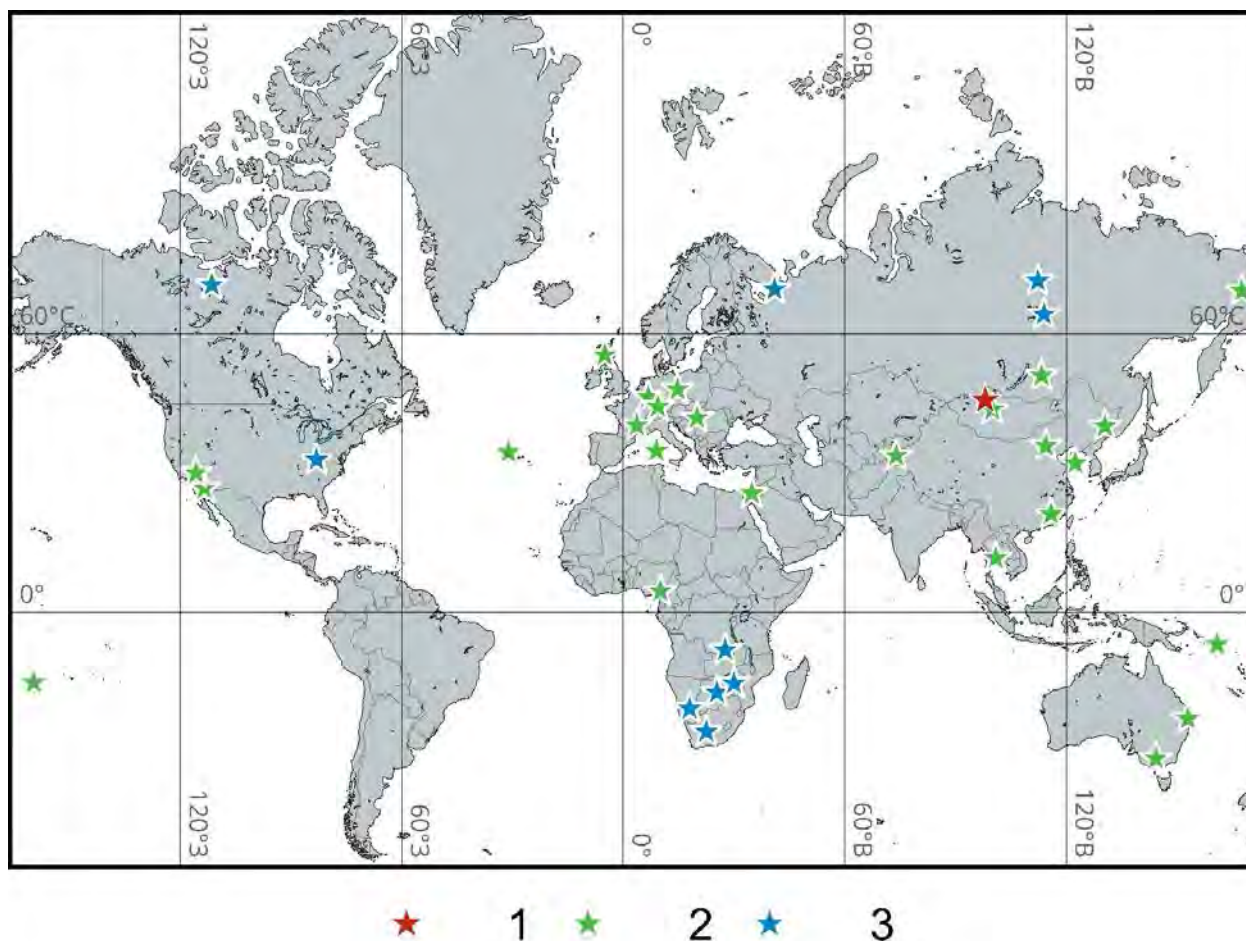


Рис. 3.2.1. Схема расположения районов Мира с известными находками мегакристаллов калиевых и темноватных минералов в магматических комплексах пород.

Условные обозначения: 1 – Тэсийгольский ареал, 2 – районы находок мегакристаллов в базальтовых и лампроитовых комплексах и 3 – районы находок мегакристаллов в кимберлитах по данным [Akinin et al., 2005; Delaney et al., 1979; He et al., 2013 ; Dobosi et al., 2002; Fodor et al., 1982 ; Jankovics et al., 2016 ; Larrea et al., 2013; Hu wet al., 2022; Liu et al., 2019 ; Lu et al., 2012; Neal et al., 1989; Nkere et al., 2021; Rankenburg et al., 2004; Yu et al., 2018; Yudalevich et al., 2018; Асеева и др., 2014; Ashchepkov et al., 2011; Matusiak-Malek et al., 2020; Костровицкий и др., 2008, 2013; Aoki et al., 1968; Irving, 1974; Upton et al., 1999; Gutmann, 1974; Woodland, Jugo, 2007; Barr, Dostal, 1986; Richter, Carmichael, 1993; Beccaluva et al., 1989; Hegner et al., 1995; Barron et al., 1996; Garrison, Taylor, 1980; Bruin, 2005; Kostrovitsky et al., 2004; Kopylova et al., 2009; Pivin et al., 2009; Moore, Costin, 2016; Davies et al., 2001; Демонтерова и др., 2023].

Ранее, методом ICP-MS, были получены редкоэлементные характеристики еще 8-ми мегакристаллов санидинов [Perepelov et al., 2020]. Показано, что для санидинов характерны относительно высокие концентрации Ba, Sr, Rb, Ga, Pb и Eu ($Eu/Eu^*=9-19$) на фоне низких содержаний Th, U, HFSE, REE, Y и слабой степени

фракционирования РЗЭ ($\text{La/Yb} \sim 2-4$) (рис. 3.2.2; табл. П 3.5). Высокие концентрации Ba и Sr в мегакристаллах полевых шпатов из вулканических отложений регионов мира были отмечены ранее в работах [Upton et al., 1999; Riley, Bailey, 2003], но причины их концентрирования и характер распределения в минерале остаются неясными.

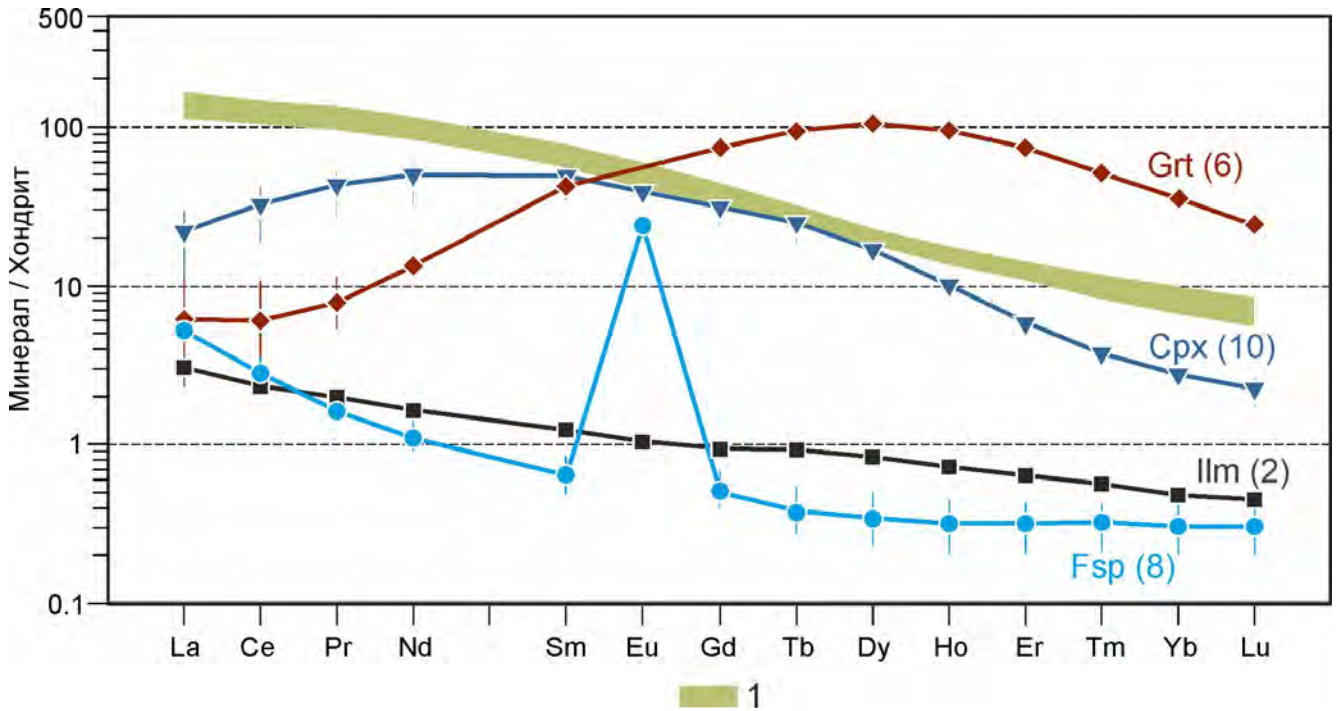


Рис. 3.2.2. Распределение REE для средних составов мегакристаллов минералов вулкана Угуумур.

Составы мегакристаллов определены ICP-MS методом анализа по валовым пробам.

1 – составы пород вулкана Угуумур. Данные по составам мегакристаллов из работы [Perepelov et al., 2020]. Содержания элементов (ppm) в минералах нормированы на значения для хондрита по [Sun, McDonough, 1989]. В скобках – количество анализов для подсчета среднего состава. Тонкие вертикальные линии – интервалы значений нормированных концентраций элементов.

Данные по редкоэлементному составу 29 изученных мегакристаллов пироксенов получены различными методами ICP-MS [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS [Жгилев и. др., 2025]. Для анализа методом ICP-MS использованы валовые пробы отдельных мегакристаллов пироксена [Perepelov et al., 2020], тогда как при проведении анализа методом LA-ICP-MS выбраны участки кристаллов, не

имеющие признаки преобразования. Показано, что все мегакристаллы пироксенов обладают близким между собой характером распределения редких элементов, но отличаются по составу от пироксенов из эклогитов и перидотитов (рис. 3.2.3).

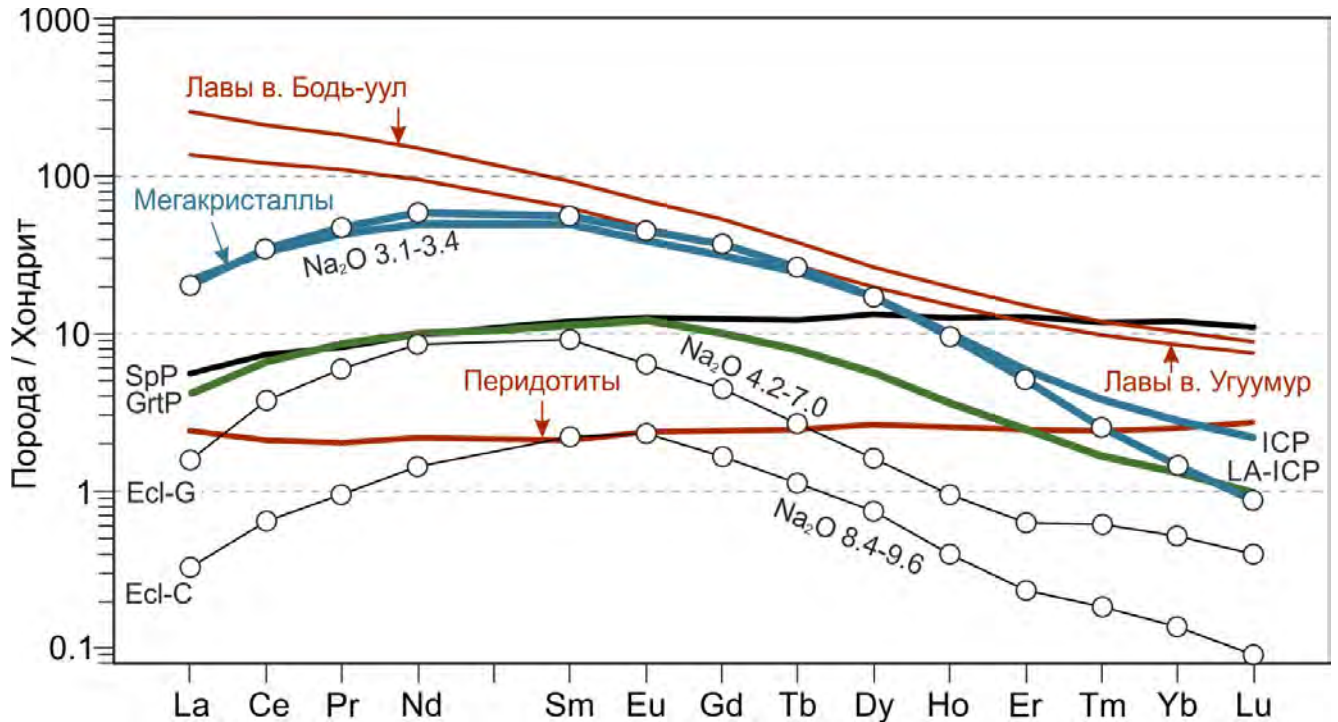


Рис. 3.2.3. Распределение РЗЭ в мегакристаллах пироксенов Тэсийнгольского вулканического ареала и пироксенов из эклогитов и перидотитов.

Условные обозначения. Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов пироксенов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (11) [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS анализа (28); Ecl-G (7) – омфациты из эклогитов Рудных гор, Германия [Gose, Schmädicke, 2021]; Ecl-C (4) – омфациты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [Zong et al., 2007]; SpP (60) – Срх из ксенолитов шпинелевых перидотитов вулкана Шаварын-Царам, Монголия [Carlson, Ionov, 2019]; GrтP (2) – Срх из ксенолита гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [Harris et al., 2010]. Составы лав вулканов Угуумур (7) и Бодь-уул (12) Северной Монголии по [Perepelov et al., 2020]. Перидотиты - составы ксенолитов перидотитов вулкана Шаварын-Царам (18) [Carlson, Ionov, 2019]. Содержания РЗЭ (ppm) нормированы на хондрит по [Sun, McDonough, 1989]. В скобках указано количество анализов для подсчета среднего. Содержания Na_2O в пироксенах приведены в мас. %.

При этом следует отметить, что в зависимости от метода анализа наблюдаются различия в уровнях содержаний в мегакристаллах пироксенов целого

ряда редких элементов, что связывается нами со степенью однородности анализируемого материала. Так составы валовых проб мегакристаллов пироксенов, в сравнении с результатами LA-ICP-MS анализа (табл. П 3.6), имеют несколько более высокие концентрации высокочarged элементов (Nb, Ta), а также Cu, Sn и HREE (Tm, Yb, Lu), и относительно пониженные содержания Zn и Ga (рис. 3.2.4). При этом наблюдается смещение точек содержаний редких элементов в мегакристаллах пироксенов, установленных методом валового ICP-MS анализа, в направлении области составов вулканических пород Тэсийнгольского ареала (рис. 3.2.3, 3.2.4).

Возможная ошибка определений концентраций редких элементов в зависимости от метода маловероятна в связи с использованием для контроля качества анализа минералов стандартного образца BHVO-2 (ICP-MS) и его модификации BHVO-2G (LA-ISP-MS), характеризующимися практически аналогичным элементным составом.

Следует отметить, что все 29 проанализированных мегакристалла пироксена относятся к Ca-Na типу, имеют высокие концентрации Al_2O_3 (~6.2-8.5 мас. %), Na_2O (~2.6-3.4 мас. %) и низкие содержания TiO_2 (~1.0-1.5 мас. %) (табл. П 2.5, П 3.6). Близость составов пироксенов к омфацитам не позволяет сопоставлять их с пироксенами из вулканических пород или из ксенолитов мантийных перидотитов и пироксенитов. Не смотря на признаки плавления и разрушения при взаимодействии с магмой, характер распределения в мегакристаллах пироксенов редких элементов и особенно REE остается близким (рис. 3.2.3).

Редкоэлементный состав гранатов исследован на примере 6-ти мегакристаллов методом ICP-MS [Perepelov et al., 2020], а также для 2-х мегакристаллов и 4-х отдельных зерен граната из разрушенных перидотитовых ксенолитов методом LA-ICP-MS [Жгилев и др., 2025]. Так же, как и для мегакристаллов пироксенов, для валовых проб мегакристаллов гранатов (ICP-MS) наблюдается заметные различия в редкоэлементном составе в сравнении с локальными анализами участков мегакристаллов, не имеющих признаков преобразования (LA-ICP-MS).

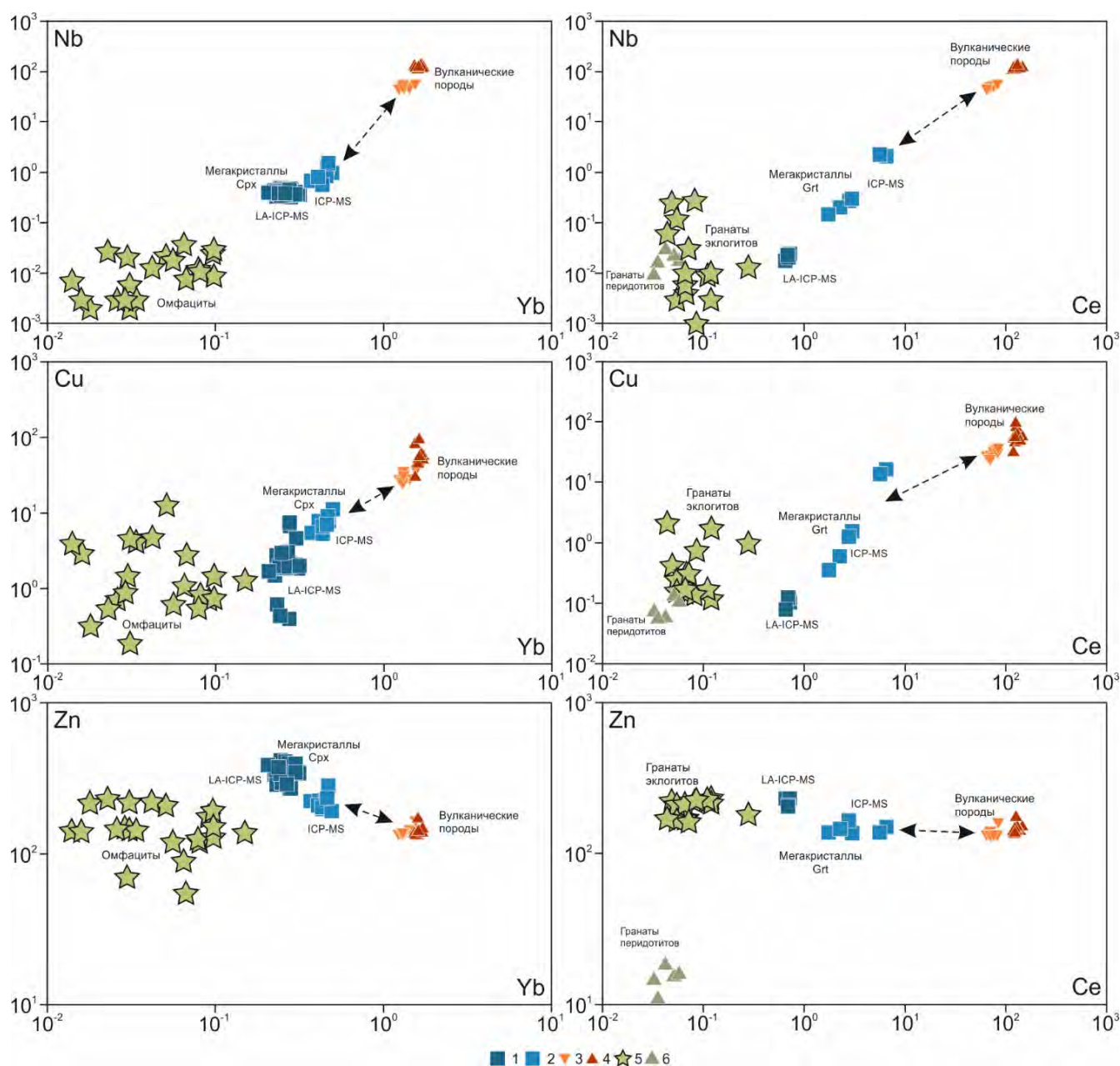


Рис. 3.2.4. Распределение редких элементов в мегакристаллах и вулканических породах Тэсийгольского вулканического ареала.

Условные обозначения. Точки составов для графиков Yb-Nb, Yb-Cu, Yb-Zn: 1-2 – мегакристаллы Сrx по данным автора - LA-ICP-MS (1) и ICP-MS (2), 3-4 – породы вулканов Угуумур (3) и Бодь-уул (4), 5 – омфацинты из эклогитов по [Zong et al., 2007; Gose, Schmädicke, 2021]. Точки составов для графиков Ce-Nb, Ce-Cu, Ce-Zn: 1-2 – мегакристаллы Grt по данным LA-ICP-MS (1) и по данным ICP-MS (2), 3-4 – то же, что и выше, 5 – гранаты из эклогитов по [Zong et al., 2007], 6 – гранаты из перидотитов по данным автора (LA-ICP-MS). Стрелкой указано направление изменения составов при воздействии магматических расплавов на мегакристаллы.

Составы валовых проб мегакристаллов гранатов отличаются заметно более высокими концентрациями LREE (La, Ce, Pr, Nd), HFSE (Zr, Nb, Hf), Sr и Cu [Perepelov et al., 2020]. В то же время, содержания в таких пробах Co и Zn несколько ниже (рис. 3.2.4; табл. П 3.7).

Так же, как и для валовых проб мегакристаллов пироксенов, редкоэлементные составы мегакристаллов гранатов, установленных методом ICP-MS, демонстрируют их смещение в направлении области составов вулканических пород Тэсийнгольского ареала (рис. 3.2.5).

Исследуемые мегакристаллы гранатов в отличие от гранатов из эклогитов Мира отличаются более высокими содержаниями LREE (Ce, Pr, Nd, Sm, Eu) и HFSE (Zr, Hf) (рис. 3.2.4, 3.2.5). В свою очередь характер распределения тяжелых элементов спектра REE может быть продемонстрирован для гранатов с использованием индикаторного Gd/Yb отношения (табл. 3.2.1). Так, величины Gd/Yb отношений для составов мегакристаллов гранатов демонстрируют более высокие значения (~2.4-3.0) в сравнении с гранатами из эклогитов (~0.5-0.9) и гранатовых перидотитов (~0.2-0.6). При этом величины Gd/Yb отношений для мегакристаллов гранатов являются существенно более низкими по отношению к вулканическим породам Тэсийнгольского ареала (~5.1-6.8) (табл. 3.2.1).

Результат ICP-MS анализа показывают, что изученные мегакристаллы гранатов имеют исключительно низкие содержания Cr (<1 ppm) и закономерно обогащены Ge, Y и HREE. Следует отметить, что в мегакристаллах гранатов отмечаются незначительные содержания Na, K и P, что может быть объяснено результатом взаимодействия кристаллов с расплавами.

В связи с небольшими размерами мегакристаллов ильменитов (не более 1 см в поперечнике) и наличием сростаний ильменитов с полевым шпатом и пироксеном выбор образцов для анализа был ограничен.

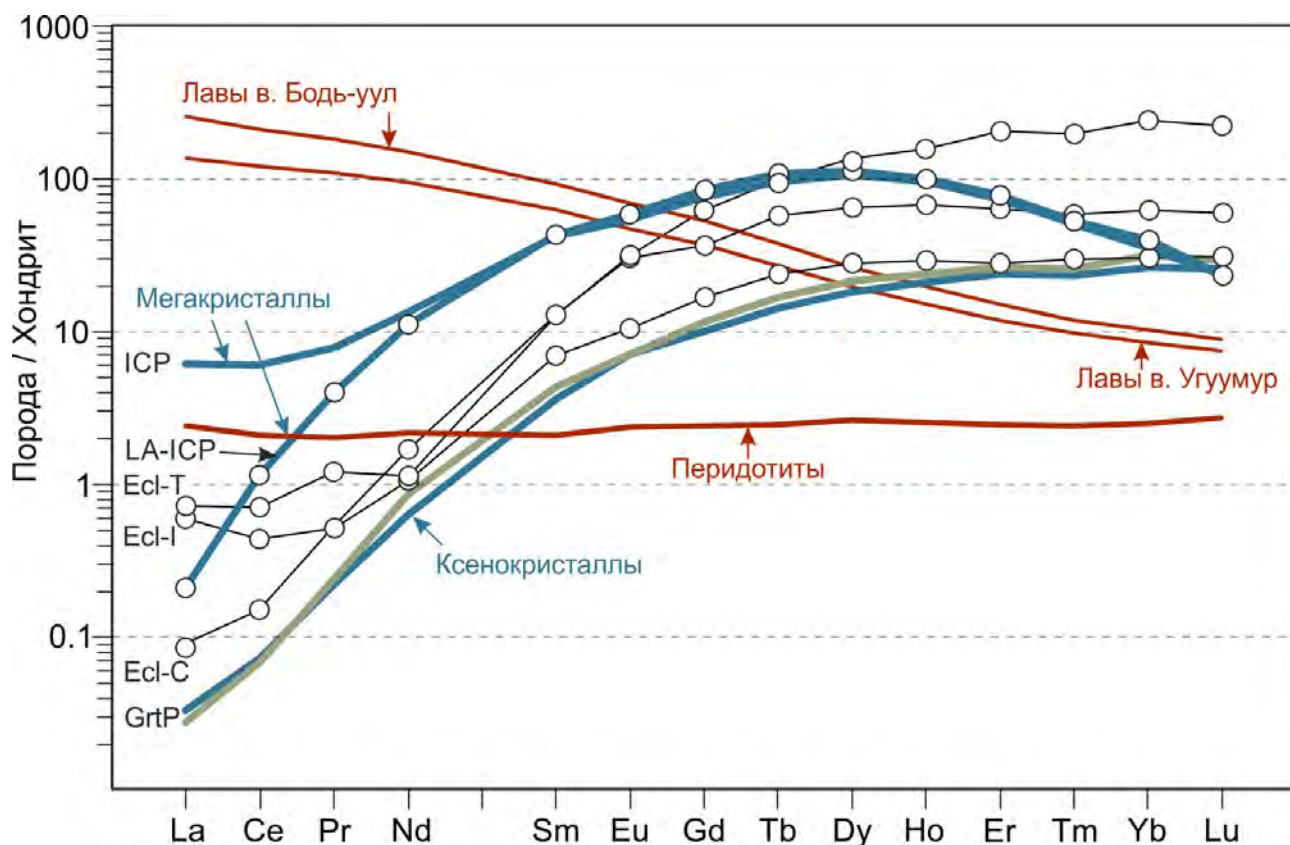


Рис. 3.2.5. Распределение РЗЭ в мегакристаллах гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала и гранатов из эклогитов и перидотитов.

Условные обозначения. Мегакристаллы – средние составы мегакристаллов гранатов вулкана Угуумур по данным ICP-MS (6) [Perepelov et al., 2020] и LA-ICP-MS анализа (4); Ксенокристаллы (7) – средний состав ксенокристаллов гранатов из лав вулкана Угуумур; Ecl-I (31) – гранаты из эклогитов Южной Индии [Sajeev et al., 2009]; Ecl-C (14) – гранаты из эклогитов метаморфического пояса Сулу, Китай [Zong et al., 2007]; Ecl-T (22) – гранаты из эклогитов Тибета [Lu et al., 2022]; GrtP (2) – гранаты из ксенолита гранатового перидотита в лавах вулкана Того, Хангайское нагорье, Монголия [Harris et al., 2010]. Другие обозначения см. на рис. 3.2.3.

Анализ распределения редких элементов был выполнен для 2-х кристаллов Ilm (рис. 3.2.2). Помимо значительных концентраций в них Nb, Ta и в меньшей степени Zr и Hf, мегакристаллы Ilm имеют относительно высокие содержания V, Co, Cu и Zn. [Perepelov et al., 2020]. Вместе с этим для них характерны также низкие содержания многих других магматофильных элементов, одних на уровне <1 ppm, к примеру, Cr, Ge, Rb, Y, Pb, Th, U, REE, других <10 ppm, к примеру, Li, Ga, Sc, Sr, Mo, Sn, Ba.

Таблица 3.2.1. Индикаторные редкоземельные отношения в породах и минералах.

Объекты	Минералы	La/Yb	Gd/Yb	Ga/Sc
Вулканические породы	Лавы	21-39	5.05-6.74	1.62-2.17
Мегакристаллы	Grt	0.007-0.009	2.45-2.97	0.87-1.31
	Cpx	11-32	19-46	1.34-1.80
Grt- перидотит	Grt	0.0005-0.0014	0.24-0.63	0.03-0.07
	Cpx	0.87-5.17	3.35-11.44	0.21-0.28
Spl-перидотит	Cpx	0.41-2.22	0.47-1.62	0.06-0.25
Пироксенит	Cpx	0.61-6.75	1.79-7.22	0.10-0.22
Эклогиты	Grt	0.001-0.013	0.54-0.93	0.16-0.20
	Cpx	2.39-6.15	10.65-20.0	1.47-2.33

Примечание. Приведены значения для вулканических пород и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала по [Perepelov et al., 2020] и данным автора. Данные по гранатам приведены для гранатовых перидотитов по [Harris et al., 2010], для пироксенитов по [Zou et al., 2014], для эклогитов по [Zong et al., 2007], Ga/Sc по данным автора. Данные по пироксенам приведены для гранатовых перидотитов по [Glaser et al., 1999; Harris et al., 2010], для шпинелевых перидотитов по [Glaser et al., 1999; Carlson, Ionov, 2019], для эклогитов по [Zong et al., 2007].

На основе ограниченного объема данных вопрос о структурном или примесном вхождении в мегакристаллы ильменита отмеченных редких элементов остается открытым. Необходимо отметить, что распределение REE для ильменитов выражается в более высоких величинах La/Yb (~7-12) в сравнении с другими минералами ассоциации мегакристаллов (~0.1-4.4).

Еще одним членом ассоциации мегакристаллов вулкана Угуумур, по-видимому, следует считать апатиты. Они, как было отмечено выше, обнаружены в составе брекчий, насыщенных мегакристаллами ильменита. Размеры апатитов в брекчиях не превышают 0.5 см. Апатиты, вероятно, подвергаются на поверхности быстрому разрушению, и в результате не сохраняются или не найдены среди взрывных отложений вулкана из-за их малых размеров обломков. Состав апатитов может быть охарактеризован пока только по данным EDS микроанализа. Для мегакристаллов апатитов, обнаруженных в магматических полимиктовых брекчиях, свойственны высокие содержания F (3.1-5.1 мас. %) и Sr (до 0.8 мас. %). Отдельные мегакристаллы апатитов включены в мегакристаллы ильменита и содержат включения кальцита.

3.3 Геохимические особенности пироксенитов

Из коллекции ксенолитов, обнаруженных в лавах и взрывных отложениях вулкана Угуумур, данные по редкоэлементному составу получены в настоящее время только для одного образца Grt-содержащего пироксенита [Perepelov et al., 2020]. Этот ксенолит по характеру распределения магматофильных элементов отвечает составам магнезиальных низкокальциевых базальтов IAB типа (Mg# 80). Гранат-содержащий пироксенит имеет повышенные концентрации Ni и Cr, низкие содержания Nb, Ta и в меньшей степени Zr, Hf, P и Ti. Для пироксенита характерно также обеднение LREE (La/Yb~2) и относительное обогащение Pb и Sr (рис. 3.3.1). Предполагается, что гранат-содержащие пироксениты были захвачены магмами из нижней коры, что может объяснять конформное распределение в них редких элементов, сходное с составами ксенолитов нижнекоровых гранулитов Монголии [Ancuta, 2017].

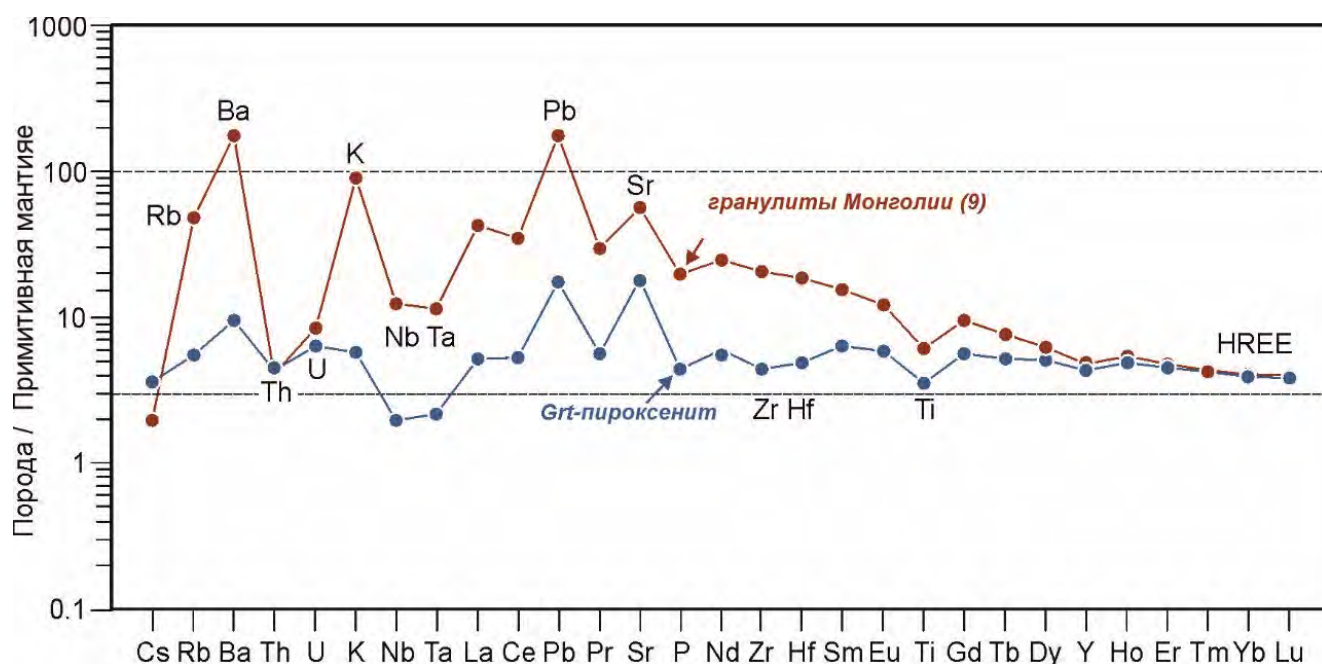


Рис. 3.3.1. Распределение редких элементов в Grt-пироксените вулкана Угуумур и гранулитов Монголии [Ancuta, 2017].

Содержания элементов (ppm) в минералах нормированы на значения для примитивной мантии по [McDonough, Sun, 1995]. В скобках – количество анализов. Данные по составу пироксенита см. в работе [Perepelov et al., 2020].

ГЛАВА 4. Р-Т УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЩЕЛОЧНО-БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ И МЕГАКРИСТАЛЛОВ

4.1 Условия образования щелочно-базальтовых магм

Расчет величин давления и температуры образования магм вулканов Угуумур и Бодь-уул выполнен для безводных условий с использованием эмпирических геотермометров и геобарометров [Putirka, 2008] по формулам 16, 42. Граничными условиями расчетов были следующие заданные параметры: 1) для системы «оливин-расплав» $KD_{Fe/Mg}=0.30\pm0.03$, 2) для расплава $FeO/FeO_{total}=0.9$. Условий равновесия между субликвидусными оливинами и расплавами вулканов Угуумур и Бодь-уул удастся достичь при незначительном фракционировании оливина ($\pm 1-4\%$).

Р-Т условия происхождения магм вулкана Угуумур определить сложно в связи с предполагаемым изменением их составов в результате контаминации расплавов ксеногенным веществом. Отметим, что в трахиандезибазах и трахиандезитах вулкана Угуумур составы оливинов отвечают $Fo\leq 76$, а более магнезиальные оливины полностью отсутствуют. Этот факт, наряду с присутствием в породах карбонатных фаз, приводит к выводу о том, что кристаллизация обогащенных флюидом магм вулкана Угуумур происходила в относительно малоглубинных условиях. Расчеты РТ условий образования трахиандезибазальтовых расплавов вулкана Угуумур показали, что они могли формироваться вблизи границы коры и верхней мантии при $P=10-16 \pm 2.9$ кбар и $T=1192-1237 \pm 19$ °С (рис. 4.1.1). Предполагается, что насыщенность магм карбонатным флюидом и высокая скорость подъема магм к поверхности привела к развитию взрывного процесса.

Базанитовые и фонотефритовые магмы вулкана Бодь-уул формировались в области астеносферной мантии и вблизи астеносферно-литосферной границы при давлениях $25-28 \pm 2.9$ и $21-24 \pm 2.9$ кбар и температурах $1398-1432 \pm 19$ °С и $1359-1391 \pm 19$ °С, соответственно (рис. 4.1.1).

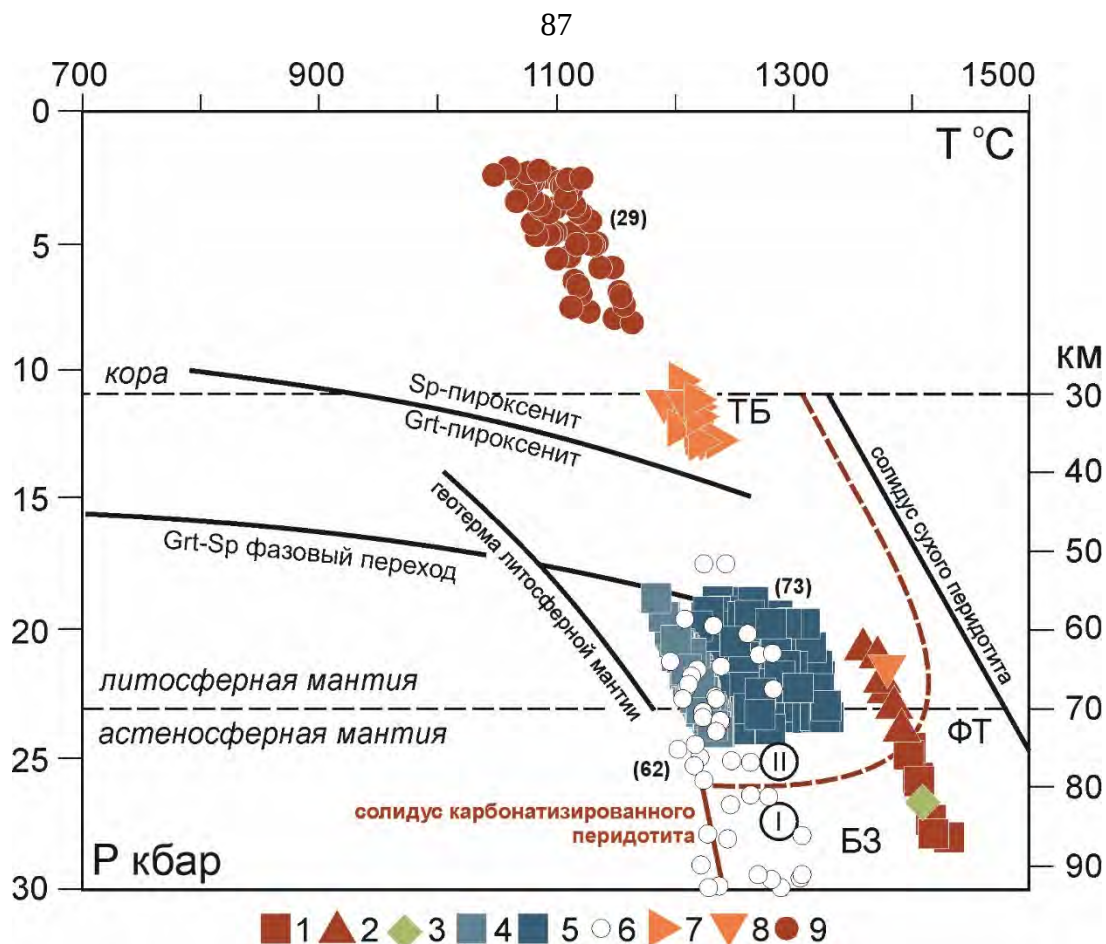


Рис. 4.1.1. Р-Т условия формирования щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала.

Условные обозначения. Р-Т условия формирования магм и кристаллизации минералов: 1 – базанитов (БЗ) и 2 – фонотефритов (ФТ) вулкана Бодь-уул; 3 – оливинов из базанитового расплава вулкана Бодь-уул; 4 – мегакристаллов Срх, рассчитано по [Putirka, 2008; Neave, Putirka, 2017]; 5 – пар мегакристаллов пироксена и граната, рассчитано по [Putirka, 2008; Abbot, 2018]; 6 – пар мегакристаллов пироксена и граната, рассчитано по [Sun, Liang, 2014; Abbot, 2018]; 7 – трахиандезибазальтов (ТБ) вулкана Угуумур; 8 – трахиандезибазальтов и редких фонотефритов других участков лавового плато Тэсийнгольского ареала; 9 – микрофенокристаллов и микролитов Срх из пород вулкана Угуумур. Кривые солидуса «сухого» перидотита и солидуса карбонатизированного перидотита приведены по [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Пунктиром показана условная граница, разделяющая область мантии, содержащей карбонатитовый расплавный компонент (I), и область мантии, в которой карбонатитовый компонент переходит в газообразную фазу (II) [Gudfinnsson, Presnall, 2005]. Граница коры и литосферной мантии приведена по работе [Yang et al., 2024]. Раздел астеносферной и литосферной мантии приведен по среднему значению для юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны по [Середкина, 2021]. Другие границы см. в работе [Perepelov et al., 2020]. На графиках в скобках приведено количество определений Р-Т. Дополнительные пояснения см. в тексте.

Исходные расплавы, отвечающие по составам фонотефритам, которые были обнаружены среди пород основания лавового плато ареала, в сравнении с трахиандезибазальтовыми магмами, формировались при более высоких давлениях (22 ± 2.9 кбар) и температурах (1376 ± 19 °C) (рис. 4.1.1).

В отличие от мегакристаллов, кристаллохимические особенности и P-T параметры кристаллизации субфенокристаллов и микролитов пироксенов из лав Тэсийнгольского ареала, указывают на их происхождение в малоглубинных условиях. (рис. 4.1.1, 4.1.2).

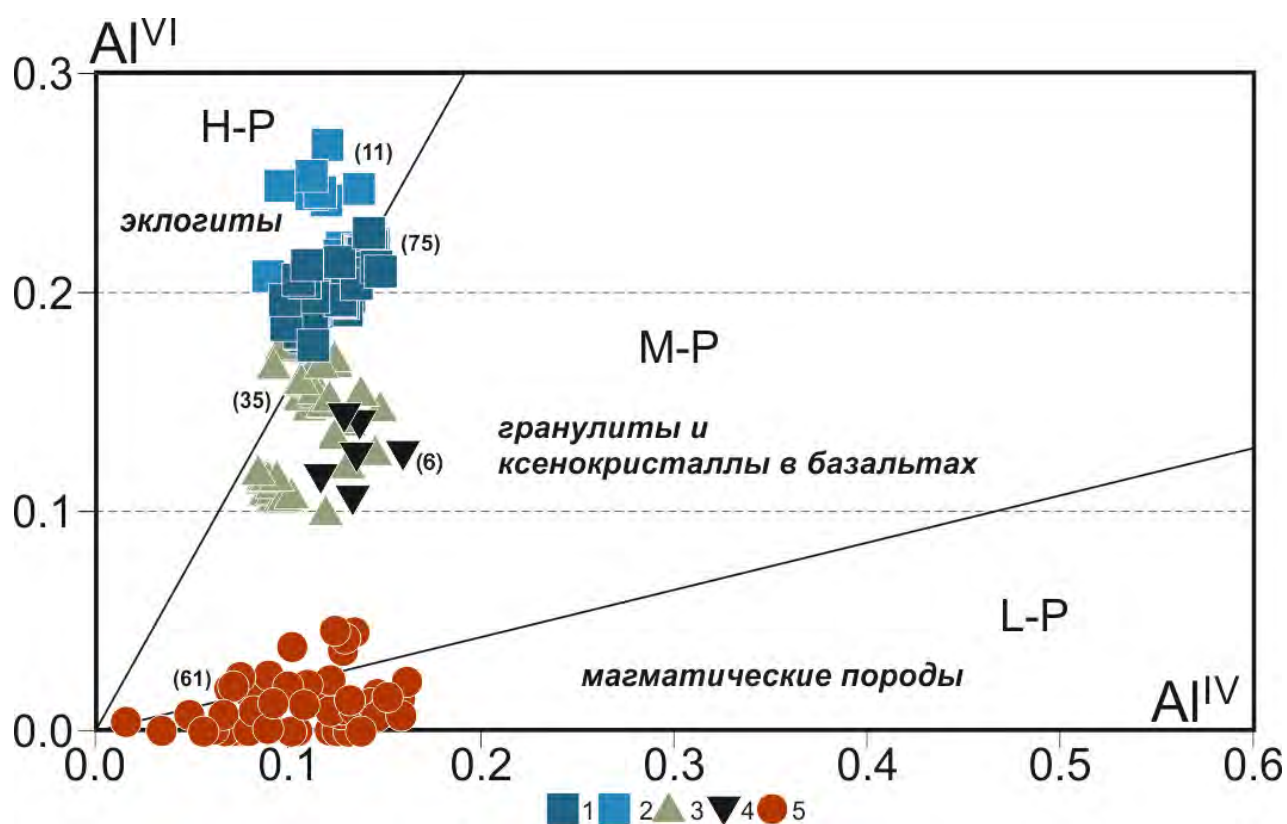


Рис. 4.1.2. Диаграмма $Al^{IV}-Al^{VI}$ для составов мегакристаллов пироксенов и пироксенов из вулканических пород и ксенолитов перидотитов Тэсийнгольского ареала.

Диаграмма приведена по [Aoki, Shiba, 1973; He et al., 2013]. Величины $Al^{IV}-Al^{VI}$ даны в формульных единицах. H-P, M-P, L-P – области составов пироксенов из пород образованных в условиях высоких, умеренных и низких давлений, соответственно. В скобках – количество анализов пироксенов. Точки составов: 1 – мегакристаллы пироксенов по данным EDS, 2 – мегакристаллы пироксенов по данным XRF (валовый состав), 3 – пироксены из Spl и Grt перидотитов, 4 – пироксены из Grt-содержащих пироксенитов, 5 – пироксены из базальтоидов вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Согласно расчетам по формулам 32b и 32d из работы [Putirka, 2008], пироксены из лав формировались при $P=2.3-8.2 \pm 2.6$ кбар и $T=1048-1165 \pm 58$ °C (рис. 4.1.1).

4.2 Условия формирования мегакристаллов пироксена и граната

Определение условий происхождения мегакристаллов пироксенов и гранатов сталкивается с определенными трудностями. С одной стороны, они могут быть рассмотрены как продукты кристаллизации магматических расплавов в малоглубинных коровых условиях [Matusiak-Malek et al., 2020], а с другой стороны, могут являться продуктами более глубинных мантийных процессов [Yu et al., 2018; He et al., 2013].

Учитывая данные о сходстве составов мегакристаллов темноцветных минералов с минералами эклогитового парагенезиса, при расчете P-T параметров их образования нами использованы также геотермобарометры по [Sun, Liang, 2015; Abbot, 2018], предназначенные для установления условий кристаллизации разноглубинных гранулитовых, перидотитовых и эклогитовых систем.

Согласно расчетам, выполненным с использованием геотермобарометров, предназначенных для вулканических систем [Putirka, 2008] (формулы 32b и 32d), мегакристаллы пироксена могли быть сформированы в безводных условиях при $T=1214-1243 \pm 58$ °C и в водосодержащих условиях ($H_2O=2.5$ мас. %) при $T=1202-1231 \pm 87$ °C и давлении $P=18-24 \pm 2.6$ кбар (рис. 4.1.1).

С использованием величин давлений кристаллизации, полученных по геобарометру [Putirka, 2008] (формула 32b), и на основе данных о распределении REE для мегакристаллов пироксена и граната температуры образования ассоциации по геотермометру [Abbot, 2018] отвечают диапазону $1212-1331 \pm 75$ °C (рис. 4.1.1).

Другой независимый подход включал в себя определение величин давлений формирования ассоциации мегакристаллов пироксена и граната с применением геобарометра по [Sun, Liang, 2014]. Эти расчеты показали, что такая ассоциация мегакристаллов могла быть сформирована в более широком диапазоне давлений

17-37 $\pm$ 4 кбар. В этом диапазоне давлений при расчете условий формирования мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала с применением геотермометра по [Abbot, 2018] температуры их кристаллизации составили 1197-1309 $\pm$ 75 °C (рис. 4.1.1).

Кристаллохимические особенности мегакристаллов пироксенов и высокие содержания в них Na₂O, Al₂O₃ (табл. П 2.5), а также мегакристаллов гранатов с высокими CaO и предельно низкими концентрациями Cr₂O₃ (рис. 2.4.3) подтверждают, что они кристаллизовались в условиях высоких давлений и указывают на близость их составов к минералам эклогитового парагенезиса.

В результате проведения термобарогеохимических расчетов условий происхождения щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала сформулировано **2-е защищаемое положение:**

В истории эволюции магматической системы Тэсийнгольского вулканического ареала происходило уменьшение глубин маглообразования с формированием вначале щелочных магм вблизи границы астеносферной и литосферной мантии в интервале давлений ~21-28 кбар и температур ~1360-1430 °C и затем субщелочных расплавов в верхах литосферной мантии при давлениях 10-16 кбар и температурах ~1190-1240 °C. Мегакристаллы гранатов и пироксенов были образованы в гранатовой фации глубинности литосферной мантии при давлениях ~18-24 кбар и температурах ~1190-1330 °C.

ГЛАВА 5. УСЛОВИЯ И ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕГАКРИСТАЛЛОВ В МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

5.1 Плавление и перекристаллизация мегакристаллов пироксенов

При эксгумации или транспортировке магматическими расплавами высокобарических пород и минералов происходит их преобразование. Эти процессы реализуются в широком диапазоне давлений и температур и сопровождаются полным или частичным замещением одних минеральных парагенезисов другими, возникновением реакционных зон или плавлением отдельных минеральных фаз с их последующей перекристаллизацией.

Изучение эксгумированных мантийных пород и минералов и процессов их преобразования позволяет получить сведения не только о составе глубинных оболочек Земли, но и об истории их геодинамической и магматической эволюции. Наиболее часто такие процессы изучаются на примере эксгумированных перидотитовых, пироксенитовых и эклогитовых комплексов пород [Anderson et al., 2007; Obata, 2011; Godard, Martin, 2000; Chen et al., 2012; Feng et al., 2021; Liu et al., 2023; Dey et al., 2023; Zertani et al., 2024]. При этом значительно реже рассматриваются процессы преобразования высокобарических пород и минералов при их транспортировке магматическими расплавами. Такие исследования касаются, прежде всего, ксенолитов мантийных пород из базальтов и кимберлитов [Ionov et al., 1994; Misra et al., 2004; Специус и др., 2020; Gornova et al., 2023], а также ассоциирующих с ними мегакристаллов. Наиболее часто изучаются процессы преобразования ксеногенных гранатов [Vysotskiy et al., 2007; Aseeva et al., 2014, 2022], тогда как для ксеногенных пироксенов подобные сведения фактически отсутствуют.

В связи с этим, нами проведены, возможно, первые исследования процессов плавления и перекристаллизации мегакристаллов пироксенов из вулканических пород внутриконтинентальных областей.

Как уже упоминалось ранее, мегакристаллы пироксена из пород вулкана Угуумур Тэсийнгольского ареала представлены преимущественно их фрагментами и обычно не сохраняют первичные кристаллографические формы. Крайне редко наблюдаются отчетливо выраженные отдельные грани (рис. 1.3.3). На макро и микроуровнях в мегакристаллах наблюдается тонкие трещины контракции (CR) (рис. 5.1.1). Зоны дезинтеграции и преобразования мегакристаллов пироксенов выполнены материалом буровато-серого и буровато-желтого цветов и соотносятся с участками плавления и раскристаллизации в мегакристаллах (рис. 1.3.3). Они имеют различные формы (тонкие прожилки, линзы и изометричные выделения), и отмечаются как на поверхности фрагментов кристаллов, так и в виде изолированных «скрытых» участков, установленных при подготовке препаратов для минералогических исследований. Размеры участков плавления мегакристаллов варьируют по ширине от первых десятков микрон до нескольких миллиметров (рис. 1.3.3, 5.1.1).

Зоны плавления и раскристаллизации, и, собственно, мегакристаллы (Cr^{M}) имеют между собой достаточно резкие границы с исключительно тонкими «реакционными» каймами (Rm). Такие зоны различаются по структурам и внутреннему строению (рис. 5.1.1). Одни из них представляют собой ленточные сростки (ribbon textures) или «пакеты» кристаллов новообразованного пироксена (Cr^{N}), окруженные выделениями стекла (Gl). Другие имеют губчатые текстуры (spongy textures) (Mx), представленные агрегатом мельчайших выделений стекла (Gl), пироксенов (Cr^{N}) и магнетитов (Mgt). Участки с различной текстурой и строением нередко совмещены в пределах отдельных прожилков и выделений или чередуются в них (рис. 5.1.1).

Ленточные текстуры зон плавления и раскристаллизации состоят из сростков удлиненных кристаллов новообразованного пироксена размером от 20 до 100 мкм, иногда в срастании с мельчайшими зернами магнетита (5-20 мкм) (рис. 5.1.1). Тонкие прожилки и выделения стекла, которые окружают ленточные срастания пироксенов, имеют ширину от первых до 50 мкм и нередко содержат мельчайшие игольчатые кристаллиты пироксена (Cr^{C}).

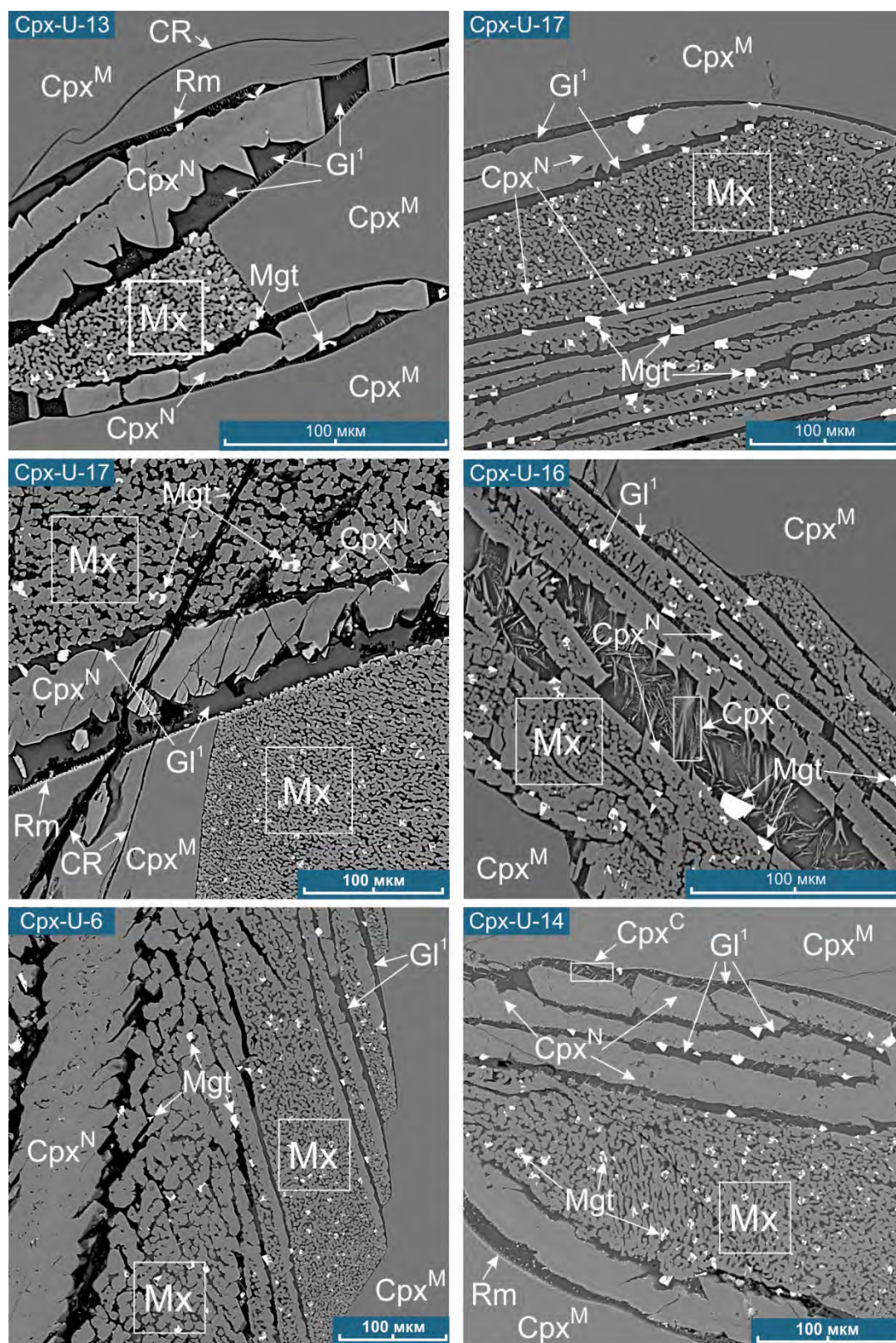


Рис. 5.1.1. Текстуры зон преобразования в мегакристаллах пироксенов.

Обозначения: Cpx^{M} – зоны мегакристаллов пироксена не подвергнутые плавлению, Mx – участки с губчатой текстурой. Другие участки – с ленточной текстурой. Новообразованные кристаллические фазы: Cpx^{N} – Ca-пироксен, Mgt – магнетит. Gl^1 – линзы и прожилки стекла. Cpx^{C} – кристаллиты в стекле. Rm – реакционные каймы. CR – трещины контракции. Изображения в BSE.

Наблюдаются переходы ленточных срастаний пироксена в симплектитоподобные и губчатые текстуры. Губчатые агрегаты мельчайших выделений стекла и кристаллов отличаются от симплектитов (symplectite texture) обычно неориентированным расположением новообразованных минеральных фаз по отношению к реакционным границам мегакристаллов. Участки с губчатыми текстурами имеют, как правило, однородное строение, но различаются по размерности отдельных минеральных фаз (рис. 5.1.1). При этом объемные соотношения кристаллических фаз в таких структурах – пироксена и магнетита, а также выделений стекла наблюдаются обычно в близких пропорциях. В целом, объемы минеральных фаз на участках с ленточными и губчатыми текстурами преобладают над выделениями стекла. В отдельных мегакристаллах пироксена наблюдается выделения стекла неправильной или прожилковой формы с размерами от первых десятков до 100 микрон (рис. 5.1.2), которые, как будет показано ниже, отличаются высокими содержаниями K_2O .

Следует отметить, что мегакристаллы пироксена в редких случаях находятся в сrostках с мегакристаллами апатита. На границах с апатитом мегакристаллы пироксена также имеют следы плавления и раскристаллизации с образованием симплектитоподобных и губчатых структур (рис. 5.1.2).

Исследованные мегакристаллы клинопироксенов Тэсийнгольского ареала, как было показано в предыдущих главах, относятся к Ca-Na типу и близки по составам к омфацитам. Концентрации Na_2O в них изменяются в пределах ~2.6-3.4 мас. %. Расчет Fe_2O_3/FeO по стехиометрии позволяет получить сбалансированные кристаллохимические формулы мегакристаллов клинопироксенов в диапазоне составов $Di_{71-72}Jd_{16-19}Ae_{9-12}$.

Новообразованные пироксены из зон плавления и раскристаллизации в мегакристаллах отличаются умеренными содержаниями Na_2O (0.47–1.19 мас. %) и представлены авгитами с переходом к ферро-авгитовым составам ($Wo_{40-46}En_{25-32}Fs_{22-34}$) (табл. П 5.1). Они отличаются от пироксенов из базальтоидных лав существенно более высокой железистостью (рис. 2.1.3).

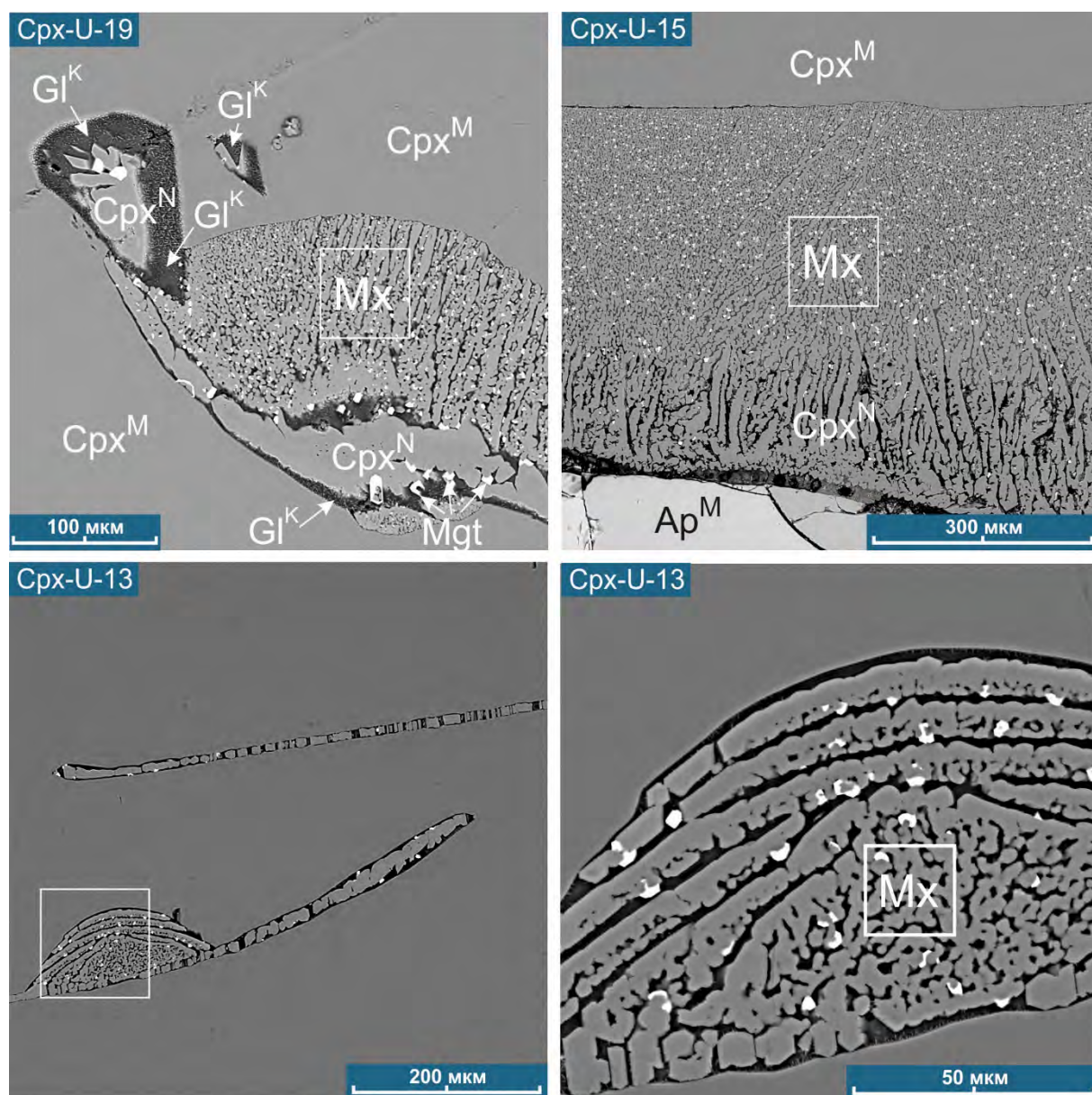


Рис. 5.1.2. Зоны плавления мегакристаллов пироксенов вулкана Угуумур.

Обозначения: Cpx-U-19 – зоны со стеклом, отличающимся высокими содержаниями K_2O (Gl^k); Cpx-U-15 – сросток мегакристаллов пироксена и апатита; Cpx-U-13 – тонкие линзовидные зоны преобразования в мегакристалле пироксена. Другие обозначения см. на рис. 5.1.1. Изображения в BSE.

На диаграмме Wo-En-Fs мегакристаллы и новообразованные пироксены образуют единый тренд эволюции составов с уменьшением доли ферросилитового компонента (Fs от 40.2 до 22.5 %) (рис. 2.1.3) и возрастанием магнезиальности ($Mg\#$ от 0.36 до 0.59) в направлении от мегакристаллов к составам новообразованных пироксенов (табл. 5.1.1). При этом величины отношения CaO/MgO в обеих фазах остаются близкими (Cpx^M 2.2-2.4 и Cpx^N 1.9-2.4). Обращает на себя внимание тот

факт, что новообразованные пироксены из участков с ленточными и губчатыми текстурами ($\text{Cr}_x^{\text{N}(1)}$ и $\text{Cr}_x^{\text{N}(2)}$), не смотря на небольшие вариации по химизму, имеют сходные составы (табл. 5.1.1). Игольчатые кристаллиты из стекол ленточных текстур относятся к Ca-Na типу ($\text{Di}_{72}\text{Jd}_{28}\text{Ae}_0$) и выделяются среди других новообразованных пироксенов своей более высокой железистостью и высокими содержаниями Al_2O_3 и Na_2O (табл. 5.1.1). Магнетиты зон раскристаллизации (табл. П. 5.2), в сравнении с магнетитами из вулканических пород Тэсийнгольского ареала, характеризуются умеренной титанистостью (TiO_2 9.2–14.2, против 17–30 мас. %, соответственно), несколько более низкими содержаниями MgO (0.43–1.28, против 0.96–3.66 мас. %) и относительно более высокими значениями коэффициента $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, где Fe_2O_3 определено по стехиометрии минерала (0.73–1.22 и 0.12–0.51, соответственно).

Стекла участков плавления, рассматриваемые как остаточный расплав в зонах преобразования, имеют в сравнении с исходными мегакристаллами более высоконатровые составы с концентрациями Na_2O в диапазоне от 3.8 до 7.6 мас. %. Они отличаются также повышенными содержаниями SiO_2 и Al_2O_3 (до ~57 и ~19 мас. %, соответственно) и, что примечательно, в их составах обнаруживаются значимые концентрации K_2O (0.10–1.36 мас. %). Еще более высокими концентрациями K_2O (2.9–4.3 мас. %) обладают стекла редких и мелких изометричных выделений (Gl^{K}) (5.1.2), в то время как в исходных мегакристаллах пироксена содержания K_2O по данным валового XRF и ICP-MS анализа обычно не превышают значений в 0.10 мас. % [Perepelov et al., 2020]. Стекла из ленточных и губчатых текстур (Gl^1 и Gl^2), не смотря на существенную неоднородность по составам, не демонстрируют значимых различий по средним содержаниям породообразующих оксидов (табл. 5.1.1).

Участки зон плавления и преобразования с губчатыми текстурами (Mx) по результатам анализа площадок размером от 50x50 до 100x200 мкм имеют, в целом, сходные составы с мегакристаллами пироксена, отличаясь от них дефицитом Na_2O примерно в 1.0 мас. % (табл. 5.1.1).

Как было показано ранее, мегакристаллы пироксена могли быть образованы при $T=1202-1243\text{ }^{\circ}\text{C}$ и давлении $P=20-24\text{ кбар}$ (рис. 4.1.1). В отличие от мегакристаллов, P - T параметры кристаллизации пироксенов из зон раскристаллизации «пироксенового» расплава в мегакристаллах, указывают на их происхождение в малоглубинных условиях. Согласно расчетам P - T условий образования для вулканических систем по формулам 32b и 32d из работы [Putirka, 2008], новообразованные пироксены из мегакристаллов формировались при $P=0.5-11\text{ кбар}$ и $T=1065-1147\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5.1.3). Таким образом, процессы преобразования мегакристаллов пироксена могут быть описаны в рамках модели их инкогруэнтного плавления.

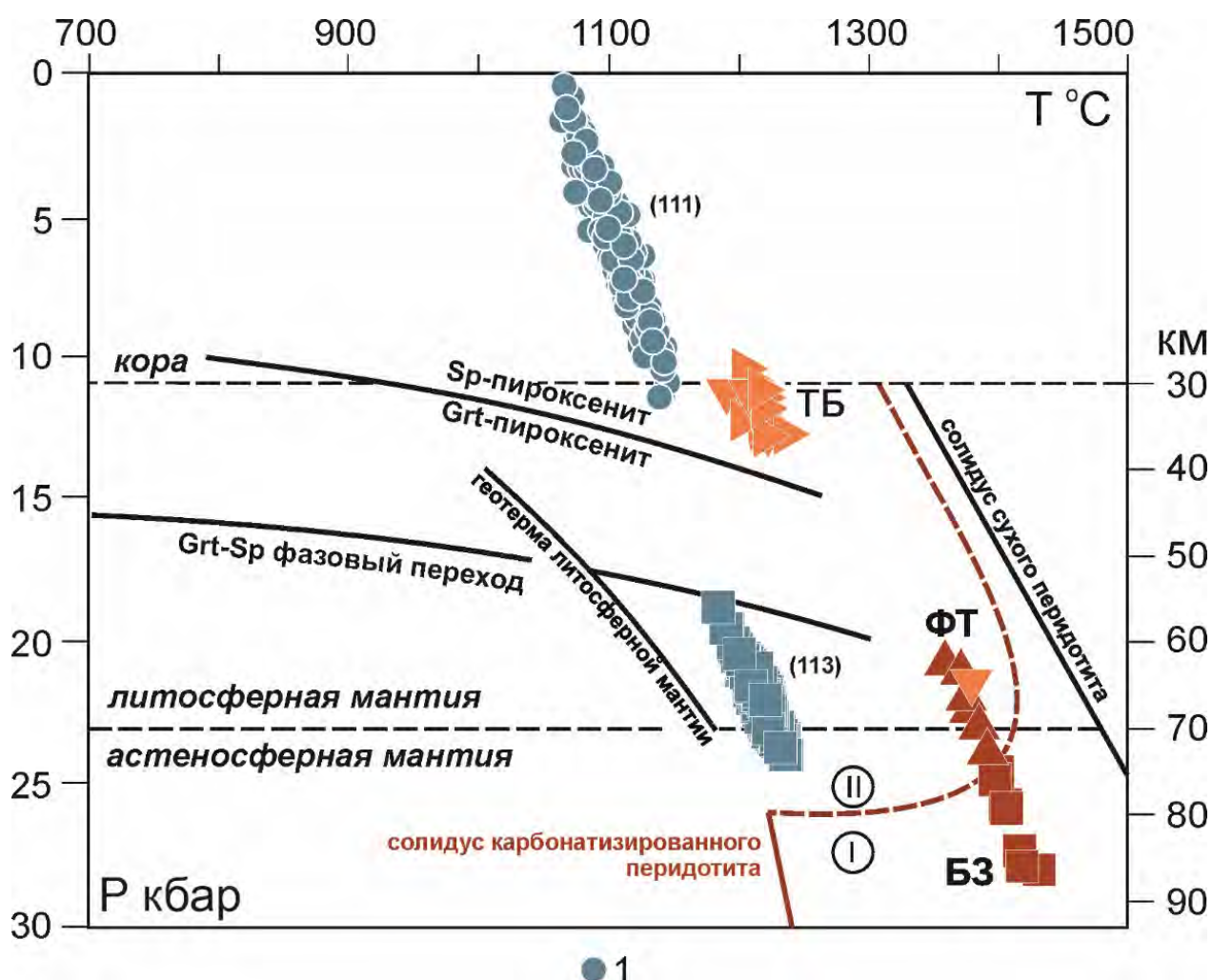


Рис. 5.1.3. Условия кристаллизации новообразованных пироксенов из зон преобразования мегакристаллов.

1 – условия кристаллизации новообразованных пироксенов из зон преобразования мегакристаллов. Другие обозначения см. на рис. 4.1.1. Дополнительные пояснения см. в тексте.

Таблица 5.1.1. Среднее составы (мас. %) минеральных фаз и стекол из зон плавления мегакристаллов Са-На пироксенов.

Минерал	Cpx ^M		Cpx ^{N(1)}		Cpx ^{N(2)}		Mgt		Gl ^I		Gl ²		Gl ^K		Cpx ^C		Mx	
n*	131	σ	51	σ	95	σ	20	σ	58	σ	15	σ	8	σ	2	8	σ	σ
SiO ₂	48.83	0.93	48.86	1.12	48.58	1.03	0.56	0.20	54.29	1.91	54.51	1.19	55.52	0.94	47.47	49.13	0.91	
TiO ₂	1.19	0.15	0.88	0.27	0.89	0.23	11.46	1.06	0.93	0.31	0.95	0.23	0.65	0.06	1.69	1.15	0.14	
Al ₂ O ₃	7.19	0.60	2.94	0.78	3.27	0.78	3.38	0.31	16.74	1.29	16.13	0.93	17.00	0.53	12.64	7.08	0.79	
Fe ₂ O ₃	3.09	0.49	3.05	1.06	2.76	1.23	41.49	2.63							0.00			
FeO*	14.32	0.87	13.43	1.37	13.63	1.53	40.85	1.86	13.66	2.99	12.24	1.68	11.59	0.87	20.67	17.26	1.71	
MnO	0.15	0.03	0.16	0.03	0.16	0.03	0.22	0.06	0.16	0.03	0.14	0.02	0.08	0.05	0.27	0.14	0.02	
MgO	6.38	0.28	9.58	0.58	9.38	0.58	0.76	0.42	0.64	0.19	0.81	0.28	0.24	0.11	2.76	6.59	0.32	
CaO	14.65	0.45	19.95	0.78	19.50	0.89	0.50	0.16	3.16	1.18	3.59	1.05	2.64	0.84	12.15	15.10	0.44	
Na ₂ O	3.20	0.10	0.70	0.15	0.76	0.17	н.о.		5.66	1.01	4.90	0.57	6.33	0.26	2.66	2.34	0.64	
K ₂ O	н.о.		н.о.		н.о.		н.о.		0.58	0.44	0.46	0.40	3.59	0.45	н.о.	0.86	0.23	
Сумма	99.01		99.57		98.95		99.22		95.82		93.70		97.63		100.30	99.64		
Mg#	0.40		0.51		0.51										0.19			
Fe#	0.60		0.49		0.49										0.81			
Миналы	71.67 ^{Di}		43.35 ^{Wo}		43.10 ^{Wo}		59.69 ^{Mgt}								71.62 ^{Di}			
	17.71 ^{Jd}		28.96 ^{En}		28.83 ^{En}		32.75 ^{Usp}								28.38 ^{Jd}			
	10.62 ^{Ae}		27.68 ^{Fs}		28.07 ^{Fs}		2.55 ^{Hc} 4.30 ^{Sp} 0.71 ^{Glx}								0.00 ^{Ae}			

Примечание. Cpx^M – мегакристаллы пироксена не подвергнутые плавлению (см. рис. 5.1.1), Cpx^N – новообразованные Cpx (Cpx^{N1} – из ленточных и Cpx^{N2} – губчатых текстур); Mgt – магнетит, Gl^I – стекло из ленточных и Gl² – губчатых текстур; Gl^K – высококалевое стекло; Cpx^C – кристаллиты Cpx в стекле, Mx – симлектитоподобные участки. Миналы (%): Di=(Wo+En+Fs), Jd – жадеит, Ae – эгирин, Wo – волластанит, En – энстатит, Fs – ферросилит, Mgt – магнетит, Usp – ульвошинель, Hc – герценит, Sp – шпинель, Glx – галаксит. n* – количество анализов. н.о. – не обнаружено. σ – среднеквадратичное отклонение. Fe₂O₃/FeO определено по стехиометрии минералов. FeO* – все Fe в виде FeO.

5.2 Образование трубчатых пустот в мегакристаллах санидина

Как было показано выше (раздел 1.3), во многих мегакристаллах санидина обнаружены пустотелые субпараллельные трубки (рис. 1.3.6, 5.2.1). Особенности таких трубок по результатам изучения отдельных образцов мегакристаллов является наличие в них редких и мельчайших окисленных железистых фаз и апатита. Другая особенность выражается в наличии вокруг трубок в санидине тонких кайм с неупорядоченными структурами и высокими концентрациями Ba и Sr.

В настоящее время для решения вопроса о происхождении таких трубчатых пустот может быть использована модель, предложенная в работе [Gutmann, 1974]. Автор обнаружил такие трубчатые пустоты в мегакристаллах полевого шпата в ходе исследований вулканического поля Пинакате (Мексика). Согласно предложенной модели, пустотелые трубки в кристаллах полевых шпатов могли образоваться в результате зарождения на поверхностях растущих кристаллов капель жидкости (рис. 5.2.2). Быстрая кристаллизация полевого шпата сопровождалась миграцией капель с появлением удлинённых каналов. Автор указывает, что «Таким образом, кристалл и пузырек могли бы расти наружу вместе, и в результате получались бы первичные трубчатые включения жидкости. Изменения в скорости роста кристалла по сравнению с включёнными в него пузырьками могли бы объяснить сдавливание и разбухание трубок и другие текстурные особенности» [Gutmann, 1974].

С другой стороны, образование сходных текстур отмечалась и в экспериментальной работе [Леммлейн, 1973]. Автор указывал, что подобные газовой-жидкие включения удлинённой формы могли быть образованы в результате залечивания трещин в кристалле. Кроме того, в работе указывается, что такие включения в кристаллах могут явиться и результатом их роста из газовой фазы либо при росте кристалла из жидкой фазы в результате захвата пузырьков газа на гранях растущего минерала.

В нашем исследовании предполагается, что механизм формирования мегакристаллов, в том числе и санидина, и трубчатых пустот связан с реализацией

пневматолитового процесса и с участием в быстрой кристаллизации водно-карбонатного флюида или силикатно-карбонатного расплава, которые были, вероятно, обогащены Ba, Sr, Fe и P. Это послужило причиной высоких содержаний Ba и Sr в каймах трубчатых пустот.

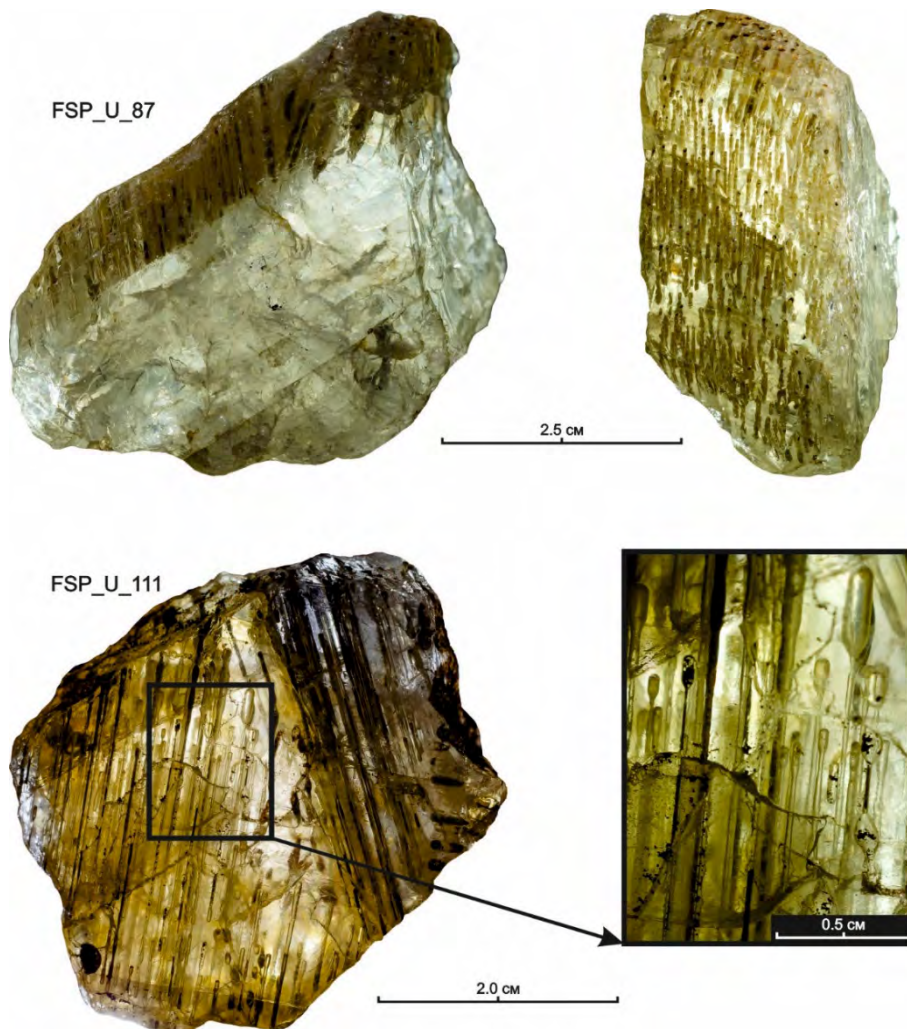


Рис. 5.2.1. Примеры мегакристаллов санидина с трубчатыми пустотами на однородном ядре кристаллов.

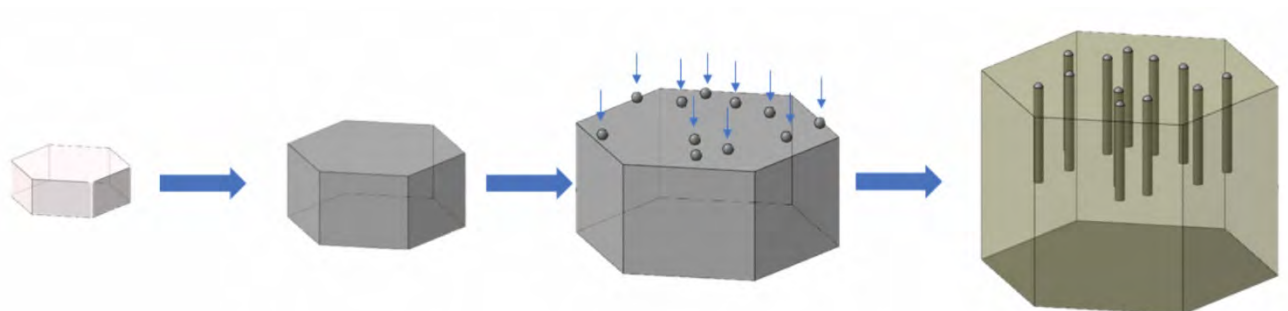


Рис. 5.2.2. Модель формирования трубчатых пустот в мегакристаллах полевого шпата по [Gutmann, 1974].

В результате минералогических исследования и расчета РТ условий кристаллизации Са-На пироксенов в зонах преобразования мегакристаллов пироксенов Тэсийнгольского вулканического ареала сформулировано **3-е защищаемое положение:**

При транспортировке мегакристаллов темноцветных минералов щелочно-базальтовыми магмами происходит преобразование гранатов, а также инконгруэнтное плавление пироксенов. В отличие от келифитовых и симплектитовых текстур в гранатах, в мегакристаллах Са-На пироксенов при давлениях ~0.5-11 кбар и температурах ~1150-1065 °С образуются ленточные и губчатые текстуры, представленные ассоциацией новообразованных Сrx авгитового и ферроавгитового составов, магнетита и высоко-На стекла.

ГЛАВА 6. ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ТЭСИЙНГОЛЬСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО АРЕАЛА

6.1 Изотопные характеристики пород и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала. Источники вещества

Анализ изотопного состава позднемезозойских и кайнозойских вулканических пород Монголии показывает, что в формировании магм в позднем мезозое и раннем кайнозое принимали участие источники магм PREMA и EMII типов [Yarmolyuk et al., 2014]. На рубеже 38-33 млн лет в начале нового этапа внутриплитной активизации на территории Монголии происходит смена источников расплавов. С позднего эоцена одним из главных источников, помимо PREMA, становится источник близкий к EMI типу с незначительным участием источника EMII типа [Yarmolyuk et al., 2014] (рис. 6.1.1). К этому новейшему этапу внутриплитной активизации относится и Тэсийнгольский вулканический ареал Северной Монголии.

Главной задачей изотопных исследований Тэсийнгольского ареала являлось установление источников магматического вещества и их роли в образовании как щелочно-базальтовых расплавов, так и мегакристаллов. С этой целью для всех типов пород вулканов Угуумур и Бодь-уул установлены величины изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (табл. П 6.1, П. 6.2).

Изотопные составы позднекайнозойских вулканических пород Монголии в координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵNd характеризуется узкими вариациями величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений (~ 0.704 - 0.705) и значительными вариациями значений ϵNd ($\sim$ от +3 до -11) (рис. 6.1.1, 6.1.2). В этом поле значений находятся и изотопные метки пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул. Трахиандезибазальты и трахиандезиты вулкана Угуумур имеют величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, отвечающие для области составов позднекайнозойских вулканических пород

Монголии самыми низкими значениями $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ (~ от -7.8 и до -9.9) и умеренными вариациями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ (~0.7045-0.7049) (табл. П 6.1).

Недосыщенные кремнеземом и фельдшпатоид-содержащие породы вулкана Бодь-уул (базаниты и фонотефриты) в сравнении с породами вулкана Угуумур имеют немногим менее радиогенные изотопные метки $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(\text{i})$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(\text{i})$ (~0.7044-0.7047, $\epsilon\text{Nd}(\text{i})$ ~ от -4.8 и до -7.6) (табл. П 6.1).

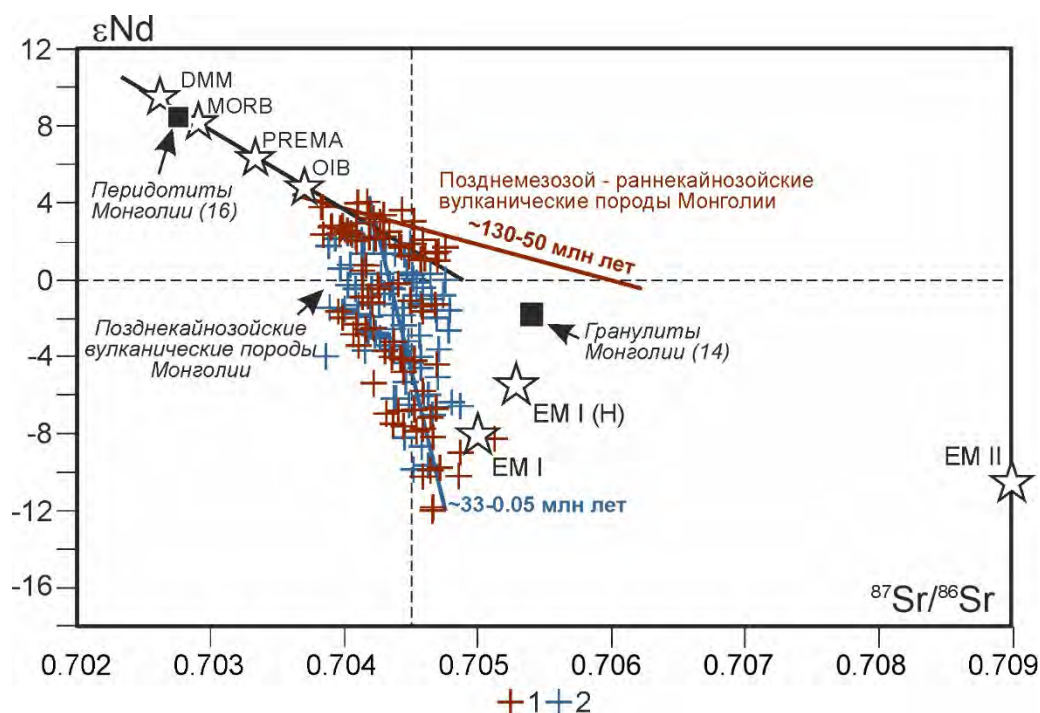


Рис. 6.1.1. Изотопный состав $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ вулканических пород Монголии.

Точки составов позднекайнозойских вулканических пород Центральной Монголии (1, 84 определения) и Северной Монголии (2, 83 определения) по данным [Kovalenko et al., 2004; Yarmolyuk et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2007; Yarmolyuk et al., 2011; Yarmolyuk et al., 2014; Barry, Kent, 1998; Barry et al., 2003; Savatenkov et al., 2010; Hunt et al., 2012; Tsypukova et al., 2014; Ancuta, 2017; Togtokh et al., 2019; Цыпукова и др., 2022]. Коричневая линия – тренд вариаций изотопных составов позднемезозой-раннекайнозойских вулканических пород Монголии по данным [Yarmolyuk et al., 2014]. Синяя линия – тренд вариаций изотопных составов позднекайнозойских вулканических пород Центральной и Северной Монголии. Изотопные метки для DMM, MORB, OIB, EM I и EM II приведены по [Iwamori, Nakamura, 2015], PREMA и EM I (H) по [Hart et al., 1992]. Тренд изотопных составов MORB и OIB (черная линия) приведен по данным [Stracke et al., 2003]. Метки средних изотопных составов мантийных и коровых ксенолитов в позднекайнозойских вулканических породах Центральной Монголии приведены для перидотитов по [Carlson, Ionov, 2019], для гранулитов по [Barry et al., 2003; Ancuta, 2017].

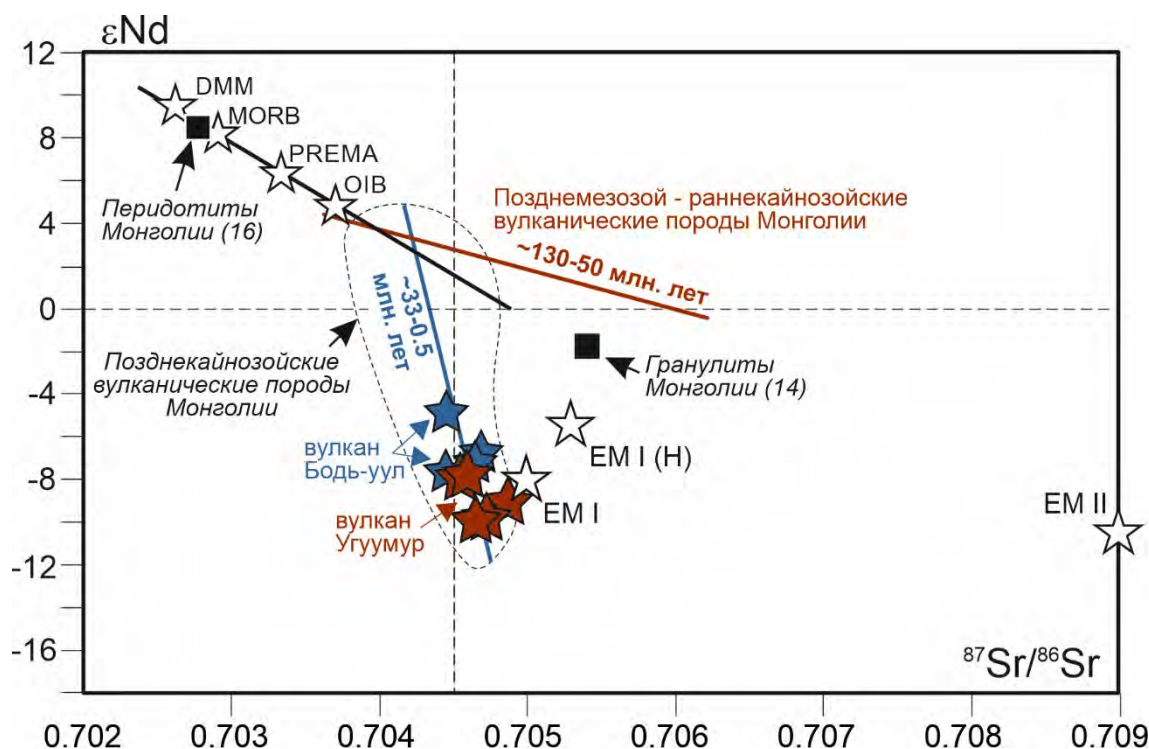


Рис. 6.1.2. Изотопный состав $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул.

Пунктирная черная линия и сплошная синяя линия – поле и тренд вариаций изотопных составов позднекайнозойских вулканических пород Центральной и Северной Монголии. Другие обозначения см. на рис. 6.1.1. Изотопные составы пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул приведены с поправкой на возраст (табл. П 6.1).

Заметно менее радиогенные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, характерные для пород изученных позднекайнозойских вулканических центров и других вулканических ареалов Северной и Центральной Монголии, не позволяют предполагать сколько-либо значимого участия в их образовании источника EMII типа.

Если величины изотопных характеристик $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ для позднекайнозойских вулканических пород Центральной и Северной Монголии образуют общее поле значений, то их изотопные составы на графике парной корреляции $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ образуют два отчетливо различающихся тренда (рис. 6.1.3). Один из них отвечает совокупности точек изотопных составов пород вулканических ареалов Центральной Монголии, другой – Северной Монголии. Ранее на эту закономерность уже обращалось внимание в работах [Savatenkov et al., 2010; Ancuta, 2017].

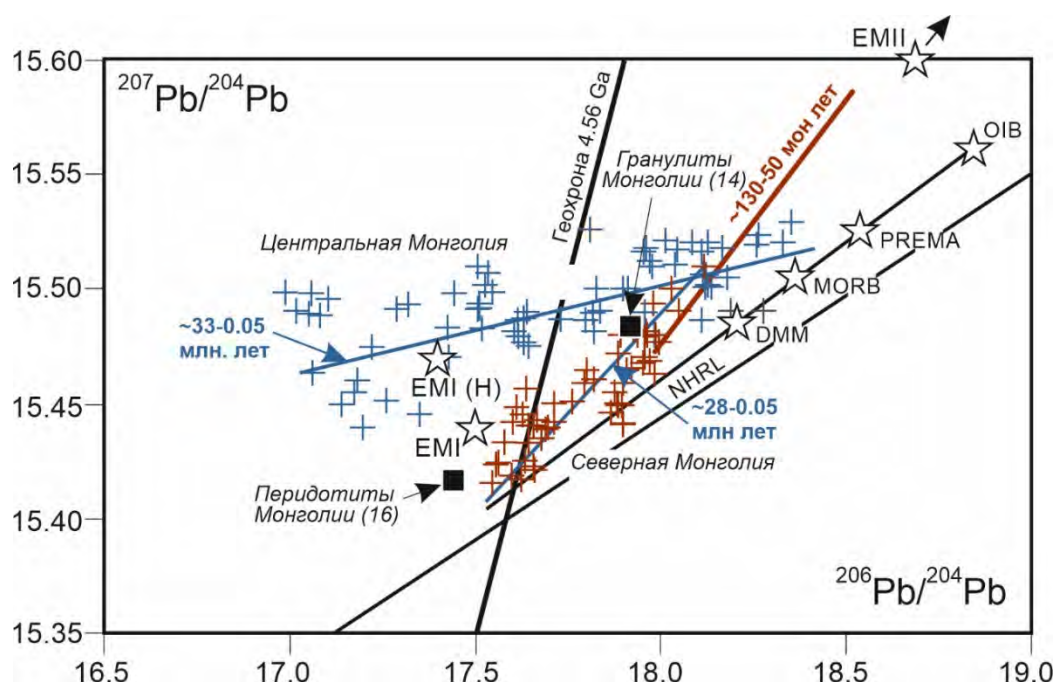


Рис. 6.1.3. Вариации величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканических пород Центральной и Северной Монголии.

Синие линии - тренды вариаций изотопных составов пород позднекайнозойских вулканических ареалов Центральной и Северной Монголии [Barry et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2014; Savatenkov et al., 2010; Hunt et al., 2012; Tsyukova et al., 2014; Ancuta, 2017]. Другие обозначения см. на рис. 6.1.1.

Начало тренда изотопных меток $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ позднекайнозойских вулканических пород Центральной и Северной Монголии располагается между значениями резервуаров PREMA и EMI (рис. 6.1.3). При этом изотопный состав свинца в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) в полной мере соответствует тренду распределения изотопных меток, характерных для позднекайнозойских вулканических пород Северной Монголии, и отвечает области наименее радиогенных значений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (рис. 6.1.4; табл. П 6.2). Следует отметить, что при возрастании кремнекислотности пород изученных вулканов от базанитов к трахиандезитам происходит уменьшение величин $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Для мегакристаллов Sa, Crx и Grt вулкана Угуумур установлены изотопные составы только $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (рис. 6.1.5; табл. П 6.3). Примечательной особенностью изотопных составов мегакристаллов является их близость по величинам значений $\epsilon\text{Nd}(i)$ (~ от -6 до -12) к изотопному составу пород вулкана

Угуумур. При этом каждый из минеральных видов мегакристаллов имеет собственный ограниченный диапазон вариаций составов как по значениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$, так и по значениям $\epsilon\text{Nd}(i)$. Наиболее радиогенными составами $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ обладают мегакристаллы санидинов ($\epsilon\text{Nd}(i) \sim$ от - 6.6 и до - 7.2), а наименее – мегакристаллы пироксенов ($\epsilon\text{Nd}(i) \sim$ от - 11.5 и до - 12.1). Гранаты по значениям $\epsilon\text{Nd}(i)$ занимают промежуточную позицию ($\sim$ от - 8.3 и до - 8.9). (рис. 6.1.5). Крайне низкие содержания Rb и Sr в мегакристаллах гранатов приводят к завышению для них измеренных изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

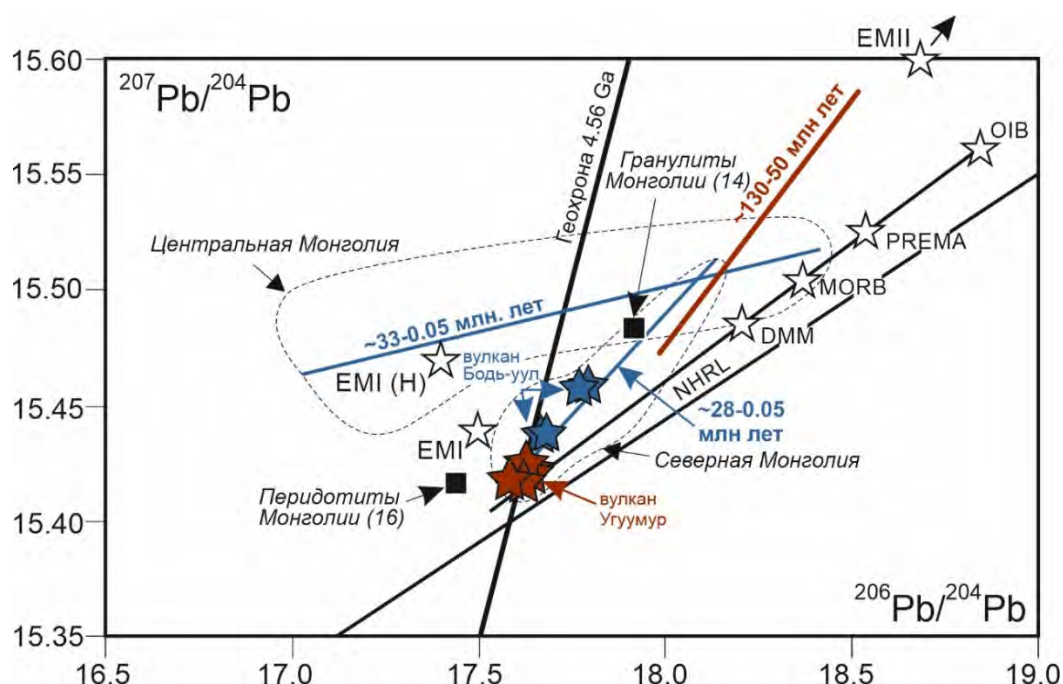


Рис. 6.1.4. Вариации величин $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Примечания см. на рисунке 6.1.1. Данные приведены в таблице П 6.1.

Тренд эволюции изотопных составов пород вулканов Угуумур и Бодь-уул указывает на то, что щелочно-базальтовые магмы и мегакристаллы Тэсийнгольского ареала могли быть сформированы при участии двух главных источников вещества. Одним из них и определяющим был древний низкорadiогенный источник, близкий по составу к EMI, а другой отвечал изотопным характеристикам мантии PREMA. Сделанные выводы соответствуют представлениям о природе источников позднекайнозойских базальтоидных магм Центральной Монголии [Savatenkov et al., 2010].

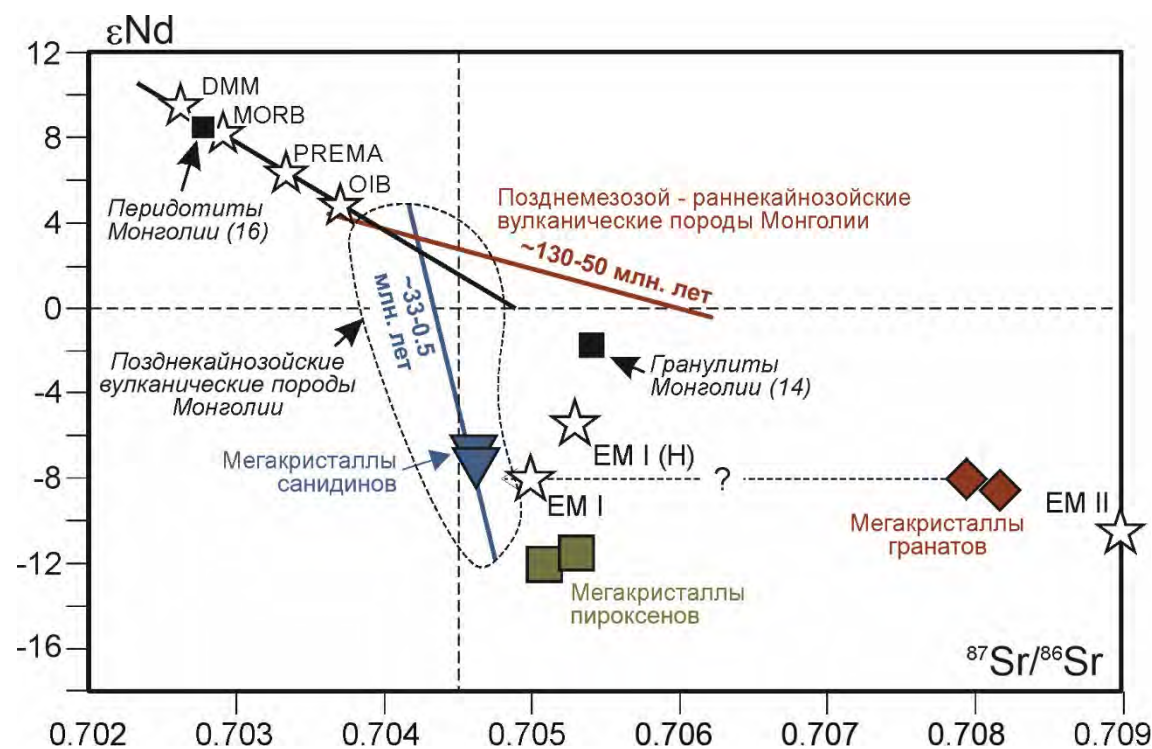


Рис.6.1.5. Изотопный состав $^{87}Sr/^{86}Sr$ и $^{143}Nd/^{144}Nd$ пород (а) и мегакристаллов (б) вулканических центров Угуумур и Бодь-уул.

Изотопные составы мегакристаллов вулкана Угуумур приведены с поправкой на возраст (табл. П 6.3). Знаком вопроса обозначена проблема высоких величин $^{87}Sr/^{86}Sr$ для мегакристаллов гранатов (пояснения в тексте). Другие примечания см. на рисунке 6.1.1.

6.2 Микроэлементное моделирование процессов плавления

Редкоэлементные характеристики пород вулканических центров Угуумур и Бодь-уул, а также характерные для них значения индикаторных редкоэлементных отношений ($La/Yb=21-28$ и $34-41$, $Sm/Yb=6.1-7.3$ и $7.8-9.0$, $Sr/Y=40-46$ и $48-54$, соответственно) свидетельствуют о присутствии в источнике магм значительного объема реститовой гранатовой фазы. По результатам проведенного микроэлементного моделирования [Perepelov et al., 2020] предполагается, что магмы изученных вулканов могли быть сформированы при частичном плавлении Grt-содержащих пироксенитов (рис. 6.2.1). Степень плавления таких пород при образовании трахиандезибазальтовых магм вулкана Угуумур можно определить достаточно условно в диапазоне $\sim 10-12\%$. Образование базанитовых и фонотефритовых магм вулкана Бодь-уул происходило при сравнительно меньших степенях плавления $\sim 7-9\%$.

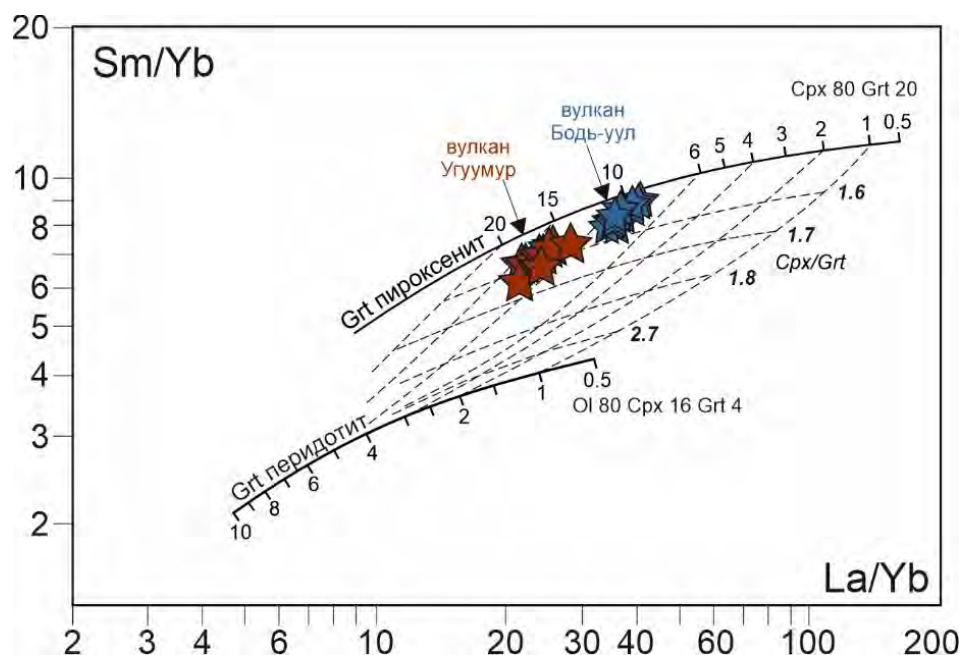


Рис. 6.2.1. Результаты La/Yb-Sm/Yb микроэлементного моделирования условий формирования щелочно-базальтовых магм вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Модели формирования магм рассчитаны для условий равновесного плавления Grt-содержащего пироксенита и вещества деплетированной мантии. Содержания микроэлементов в ppm. Состав MORB по данным [Arevalo et al., 2010]. Перидотит: La 0.70, Sm 0.44, Yb 0.56 (ксенолит перцолита в базанитах вулкана Тумусун, хребет Хамар-Дабан, Россия); Grt-содержащий пироксенит: La 3.35, Sm 2.57, Yb 1.74 (ксенолит Grt-пироксенита вулкана Угуумур, Северная Монголия). Коэффициенты распределения «минерал/расплав» по данным [Adam et al., 1993; Klemme et al., 2002; Pertermann et al., 2004; Le Roux et al., 2015]. Минеральный состав, гранатового перидотита – Ol 80, Cpx 16 и Grt 4%. Показаны кривые вариаций и значения величин степени парциального плавления в диапазонах 0.5 – 10 % для перидотита, и 0.5 – 40% для Grt-пироксенита. Показаны кривые вариаций степени плавления для составов перидотитовой мантии с различным соотношением Cpx/Grt (1.5-5.0).

6.3 Модель формирования мегакристаллов, щелочно-базальтовых магм и эволюция магматической системы Тэсийнгольского ареала Северной Монголии

Происхождение мегакристаллов клинопироксенов и гранатов, как показано в работе [Yu et al., 2018], может быть рассмотрено в рамках нескольких генетических моделей. Одна из них предполагает, что мегакристаллы были образованы в глубинных мантийных условиях в результате реакций флюидов и расплавов с

перидотитами [He et al., 2013]. Другая модель объясняет формирование мегакристаллов в результате фракционной кристаллизации базальтовых магм в мантии [Akinin et al., 2005; Liu et al., 2019; Hu et al., 2022]. Наконец, в работе [Yu et al., 2018] показана модель, основанная на предположении о генезисе мегакристаллов в результате высокобарической кристаллизации в процессе смешения двух различных по составу магм, производных эклогитового и карбонатитового источников. Полученные данные о составах и P-T условиях кристаллизации мегакристаллов гранатов и пироксенов Тэсийнгольского ареала позволяют провести анализ ранее предложенных моделей и оценить возможность их применения к исследованной магматической системе.

Так, согласно работе [He et al., 2013] одним из источников вещества при образовании мегакристаллов могли быть мантийные перидотиты. Очевидно, что мегакристаллы при этом должны нести изотопно-геохимические признаки участия в их образовании такого источника. Однако, «перидотитовая» модель представляется маловероятной согласно следующим наблюдениям.

Для мегакристаллов пироксенов и гранатов свойственны низкая магнезиальность (Mg# 0.18-0.44) и крайне низкие содержания Cr (0.2-11 ppm). В свою очередь щелочно-базальтовые расплавы ареала отличаются умеренной магнезиальностью и умеренными содержаниями Cr (Mg# 0.44-0.61, Cr=85-245 ppm). В то же время главные породообразующие минералы перидотитов, пироксены и гранаты из исследованных ксенолитов, отличаются высокой магнезиальностью (Mg# 0.81-0.92) и высокими концентрациями Cr_2O_3 (0.31-2.22 мас. %). Отметим также, что мегакристаллы гранатов и пироксенов существенно отличаются от минералов из перидотитов и по характеру распределения примесных элементов, в частности REE (рис. 3.2.3, 3.2.5). Мегакристаллы существенно обогащены LREE и имеют более высокую степень их фракционирования.

Величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений для ксенолитов перидотитов из позднекайнозойских вулканических пород Монголии по [Carlson, Ionov, 2019] находятся в интервале 0.7021-0.7035 (0.7028 по среднему), а значения ϵNd

составляют 5.6-11.4 (8.8 по среднему), что сближает их с изотопным составом MORB или деплетированной мантии. В сравнении с перидотитами, величины изотопных отношений для базальтоидов и мегакристаллов Сrx Тэсийнгольского ареала указывают на существенно менее радиогенный для них источник вещества. Для базальтоидов и мегакристаллов величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отношений находятся в интервале 0.7045-0.7053, а значения $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ в интервале от -4.8 до -12.1 [Perepelov et al., 2020]. Все эти закономерности не позволяют рассматривать источник вещества перидотитовой мантии как один из значимых при формировании как щелочно-базальтовых магм, так и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала.

Многие авторы приходят к выводу о том, что магматические расплавы, которые транспортируют мегакристаллы к поверхности, не могут продуцировать их в процессе кристаллизационной дифференциации [Akinin et al., 2005; Liu et al., 2019; Hu et al., 2022]. Такой вывод следует также и из наблюдаемых различий в изотопном составе магм и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала [Perepelov et al., 2020], которые выражаются в несколько менее радиогенном составе Sr и Nd для мегакристаллов в сравнении с базальтоидами, а также в отсутствии условий равновесной кристаллизации из расплавов мегакристаллов Сrx. Расчетные величины коэффициентов распределения $K_D(\text{Fe-Mg})$ в системе «мегакристалл-расплав» составили для Сrx >1.3 для всего спектра составов пород ареала. Такие значения неприемлемы и значительно превышают величины $K_D(\text{Fe-Mg})$, характерные для равновесных условий кристаллизации Са-пироксенов (0.26 ± 0.05) [Akinin et al., 2005].

Предлагаемая нами модель происхождения мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала, содержит элементы смешения расплавов различной природы, как было предложено, к примеру [Zeng et al., 2017; Yu et al., 2018], и основана на следующих наблюдениях.

Из совокупности данных следует, что вулканическая активность в ареале началась в раннемиоценовое время с извержений кремний недосыщенных нефелин-нормативных базанитовых и фонотефритовых магм ($\text{Ne}_N=11-22\%$),

содержащих лейцит и нефелин, и сменяется в среднем и позднем миоцене на извержения кремний насыщенных трахиандезибазальтовых магм ($Ne_N \leq 0.8$, $Hu_N = 0.4-16\%$).

Особенности составов щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов пироксенов и гранатов Тэсийнгольского ареала указывают на участие в их образовании гранат содержащего источника вещества. Подтверждением такому выводу служат высокие величины индикаторных отношений примесных элементов, а именно La/Yb, Gd/Yb, Ga/Sc, как для вулканических пород ареала, так и минералов.

В субликвидусных оливинах из базанитов раннего миоцена (Fo_{84-78}) отмечаются изолированные и зональные силикатно-карбонатные включения, содержащие кальцит, доломит, клинохлор и редкие апатит и ильменит [Pererelov et al., 2020]. В оливинах раннемиоценовых фонотефритов (Fo_{84-64}) и в оливинах из трахиандезибазальтов среднего и позднего миоцена (Fo_{76-36}) подобные включения не наблюдаются.

Повсеместное развитие в вулканических породах и мантийных ксенолитах Тэсийнгольского ареала карбонатных и силикатно-карбонатных фаз предполагает наличие в мантии специализированного, насыщенного CO_2 источника вещества. Согласно расчетам P-T условий, кремний недосыщенные базанитовые магмы сформированы в астеносферной мантии ниже солидуса карбонатизированного перидотита в области стабильности расплавной силикатно-карбонатной фазы [Gudfinnsson, Presnall, 2005] (рис. 4.1.1). В то же время фонотефритовые расплавы могут быть продуктом дифференциации базанитовых магм или могли быть образованы при несколько меньших температурах и давлениях вблизи границы астеносферной и литосферной мантии и, вероятно, в условиях перехода карбонатной фазы в газообразное растворенное состояние (рис. 4.1.1). Согласно выполненным расчетам, образование, собственно, мегакристаллов пироксенов и гранатов происходило над областью генерации базанитовых магм и при относительно более низких температурах.

Компиляция приведенных данных приводит к выводу о возможном участии в образовании щелочно-базальтовых магм двух типов расплавов. Первый из них может отвечать по составу «пироксенитовому», а второй «силикатно-карбонатному», обогащенному CO_2 . Предполагается, что причиной возникновения таких расплавов могли быть процессы высокобарического преобразования пород океанической коры, субдуцированной в ходе закрытия Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов. Следы субдуцированной коры в интерпретации ряда авторов фиксируются по геофизическим данным в южном обрамлении Сибирского кратона [Van Der Voo et al., 2015; Xu et al., 2012; Li et al., 2016]. Миграция и последующая кристаллизация расплавов, выделяющихся в процессе преобразования океанической литосферы, приводят к образованию в мантии жил гранат-содержащих пироксенитов и к газированию астеносферной мантии (рис. 6.3.1). Подъем в позднем кайнозое астеносферной мантии или плюма вызывает образование вблизи солидуса карбонатизированной перидотитовой мантии очага кремний недосыщенной щелочно-базальтовой магмы, источником которой согласно моделям по [Herzberg, Asimow, 2015; Lambart et al., 2016] служили пироксениты (рис. 6.3.1). Предполагается, что дифференциация щелочно-базальтовой магмы в очаге сопровождалась кристаллизацией оливина и миграцией остаточных фонотефритовых расплавов в верхние горизонты очага, в область, находящуюся выше солидуса карбонатизированной мантии (рис. 6.3.2).

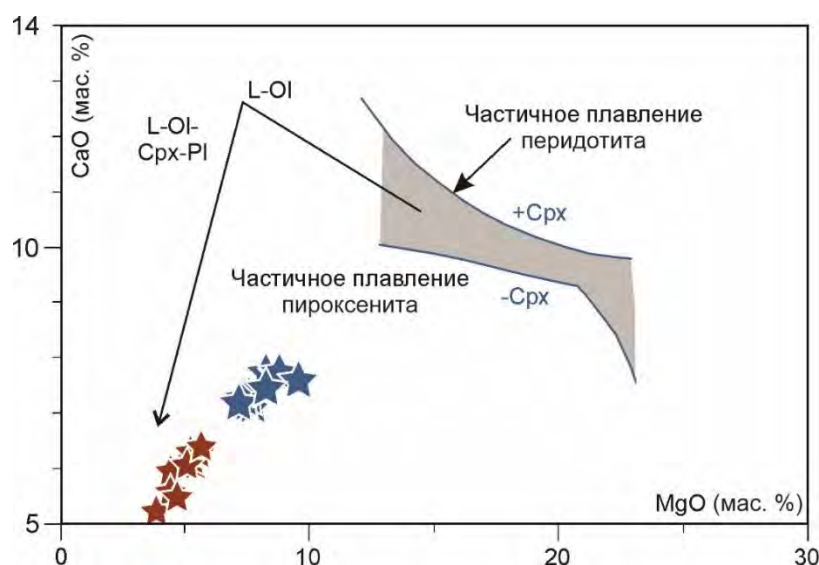


Рис. 6.3.1. Содержания CaO и MgO в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Диаграмма приведена по работе [Herzberg, Asimow, 2008]. Другие условные обозначения см. на рис. 3.1.1.

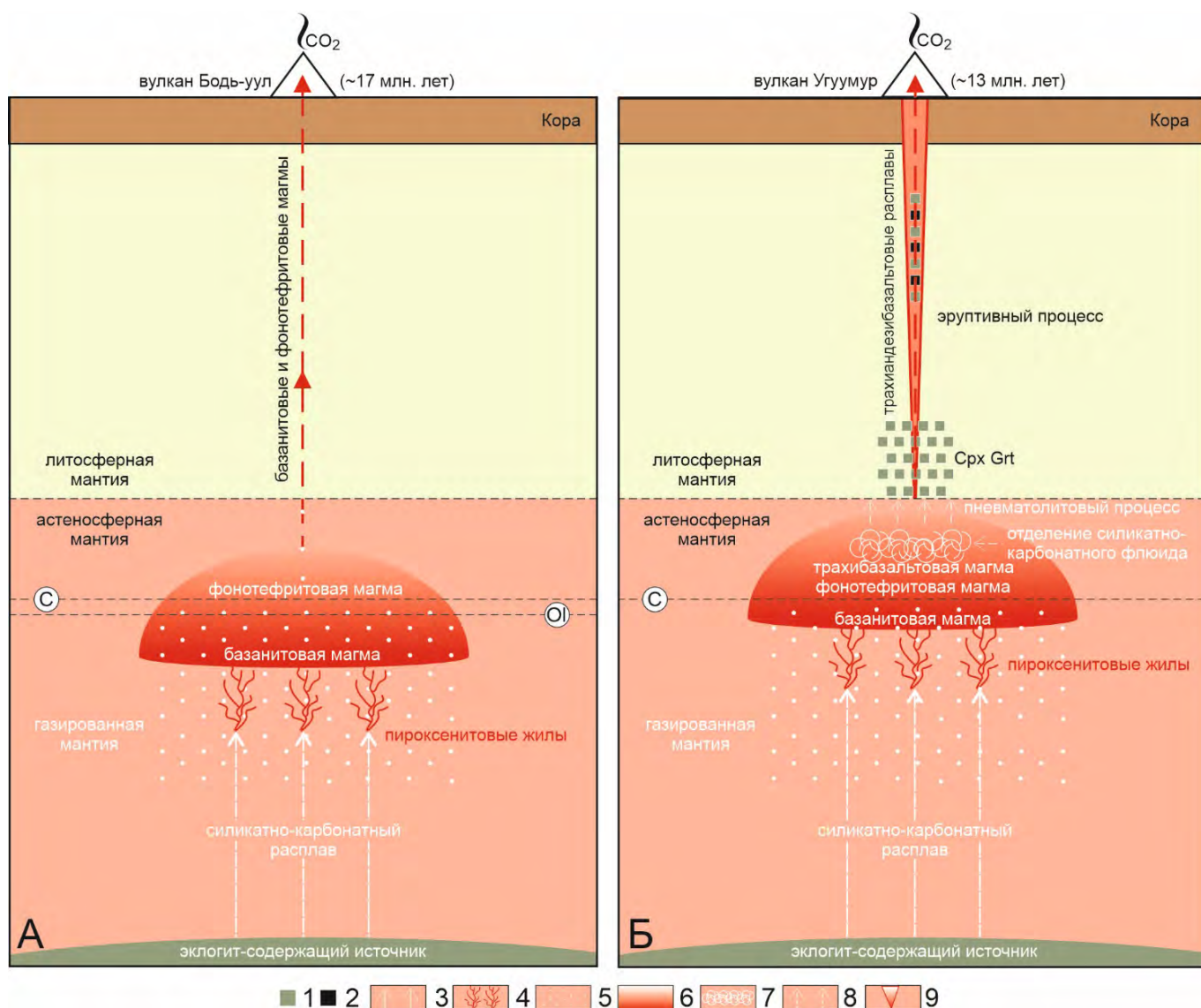


Рис. 6.3.2. Модель формирования щелочно-базальтовых магм, мегакристаллов и процесса эволюции магматической системы Тэсийгольского ареала Северной Монголии.

Условные обозначения. 1 – мегакристаллы Cpx и Grt, 2 – фрагменты перидотитов и пироксенитов литосферной мантии, 3 – направление подъема силикатно-карбонатного расплава, 4 – область локализации пироксенитовых жил, 5 – область газированной перидотитовой астеносферной мантии, 6 – магматический очаг, 7 – область отделения от магматического расплава силикатно-карбонатного флюида, 8 – направление подъема силикатно-карбонатного флюида (пневматолитовый процесс), 9 – направление развития эксплозивного процесса. «C» – линия солидуса сухого карбонатизированного перидотита, «Ol» – уровень начала кристаллизации оливина. CO₂ – выделение карбонатной фазы в процессе извержений. Модель построена в соответствии с Рисунком 4.1.1. Пояснения см. в тексте.

Этот процесс сопровождался разрушением силикатно-карбонатной фазы и ее растворением в расплаве. Стационарный поток высвобождающейся силикатно-карбонатной насыщенной флюидом фазы в ходе процесса, сходного с пневматолитовым, формирует над магматическим очагом мантийные жилы или камеры, выполненные мегакристаллами граната и пироксена (рис. 6.3.2). Одним из подтверждений возможности реализации такого процесса является отсутствие зональности мегакристаллов, свидетельствующее о слабой изменчивости состава минералообразующей среды.

Затем, в среднем миоцене в Тэсийнгольском ареале началась активизация вулканической деятельности. Она продолжалась согласно имеющимся геохронологическим данным не менее 5 млн лет, что привело к многочисленным эксплозивным извержениям магматического материала, насыщенного мегакристаллами минералов и ксенолитами мантийных пород.

Развитие эксплозивного процесса, определившего вынос к поверхности ксеногенного мантийного кристаллического вещества, в том числе мегакристаллов, связано с высокой насыщенностью трахиандезибазальтовых магм заключительного этапа карбонатным флюидом.

Доказательством участия карбонатного вещества в эволюции трахиандезибазальтовых магм служат наблюдаемые в основной массе пород выделения зональных кальцитовых и доломитовых фаз и карбонатные возгоны на поверхностях обломков пород. Предполагается, что флюидный газонасыщенный компонент претерпевал взрывное расширение при значительном снижении давления в условиях «раскрытия» магматической системы. Высокая интенсивность эруптивного процесса была, вероятно, причиной полного разрушения в магматической системе мантийных жил, выполненных мегакристаллами, что может объяснить отсутствие фрагментов таких жил среди продуктов вулканической деятельности Тэсийнгольского ареала.

6.4 Геодинамические условия позднекайнозойской внутриплитной активизации в Центральной Азии

Предполагается, что источники щелочно-базальтовых магм в Северной и Центральной Монголии различаются как по составу, так и по возрасту, и, как показано на Рисунке 6.4.1, послужили причиной выделения двух изотопных провинций с различным направлением трендов распределения изотопных меток вулканических пород [Perepelov et al., 2020].

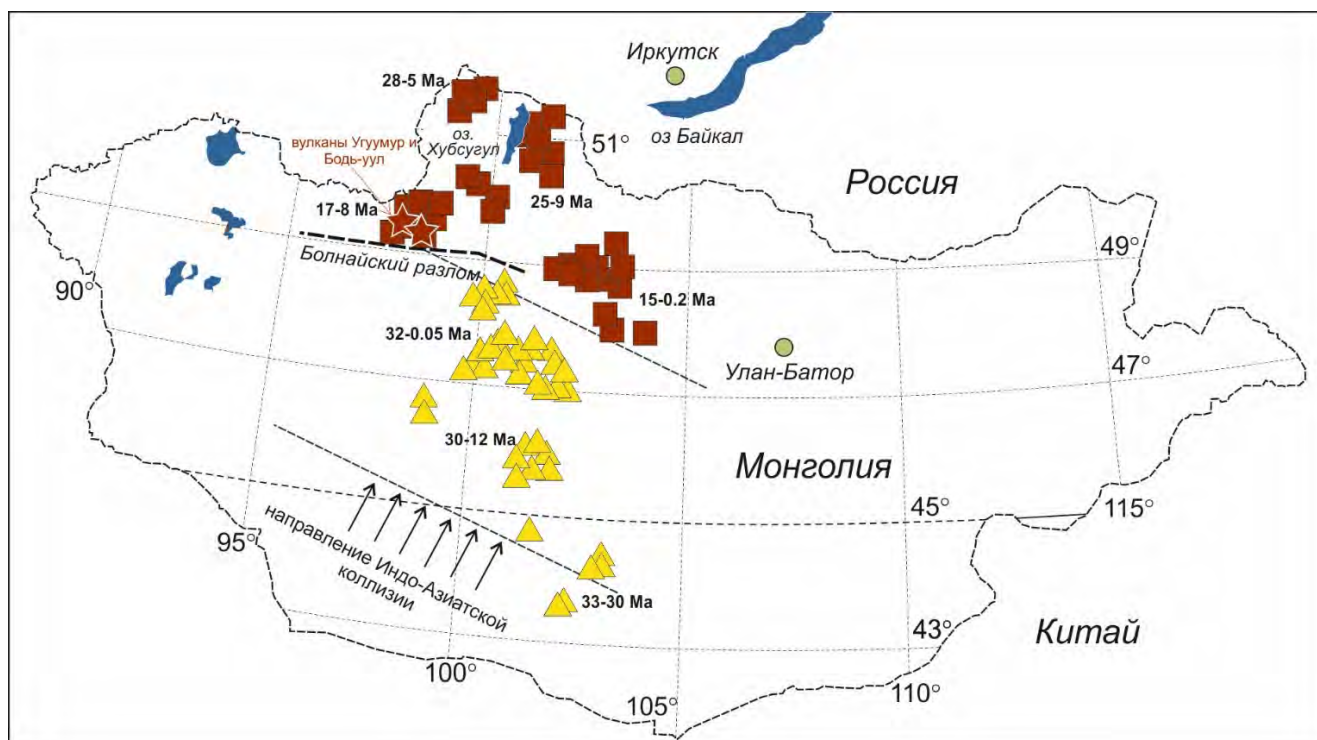


Рис. 6.4.1. Схема расположения «изотопных провинций» в области развития позднекайнозойского вулканизма Центральной и Северной Монголии.

Пунктирные линии – государственные границы и сетка координат. Коричневые квадраты – метки $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ изотопных составов пород позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии, желтые треугольники – то же для Центральной Монголии. Положение Болнайского разлома приведено по [Arzhannikova et al., 2015]. Жирные пунктирные линии – условные границы изотопных провинций. Стрелки – предполагаемое направление напряжений вследствие Индо-Азиатской коллизии континентов. Обозначения возрастных интервалов вулканической активности для различных ареалов в млн лет по [Barry et al., 2003; Yarmolyuk et al., 2003, 2014; Savatenkov et al., 2010; Tsypukova et al., 2014; Ivanov et al., 2015; Ancuta, 2017] и оригинальным данным. Звездочки – положение исследованных вулканических центров.

В целом, образование исходных магм изученных вулканических центров Северной Монголии связано с низкорациогенным источником, имеющим пироксенитовую природу. Тренд эволюции изотопных составов пород вулканов Угуумур и Бодь-уул указывает на то, что основным для них был древний низкорациогенный источник вещества. Нужно отметить, что на определяющую роль такого источника в формировании магм позднекайнозойских вулканических ареалов Центральной Монголии указывалось ранее в работе [Savatenkov et al., 2010].

Предполагается, что процессы метасоматических преобразований мантии в геологической истории в южном обрамлении Сибирского кратона и, в частности, в Монголии, были связаны с высокобарическим преобразованием океанической литосферы, субдуцированной в ходе эволюции Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов.

Территория Центрально-Азиатского орогенного пояса (САОВ), к которой приурочены ареалы позднекайнозойского вулканизма Центральной и Северной Монголии, состоит из ряда складчатых структур, террейнов и кристаллических массивов с докембрийским фундаментом. На севере и юге по зоне глубинных разломов пояс граничит с Сибирской и Северо-Китайской платформами соответственно, на востоке – с Сихотэ-Алиньским орогеном [Tectonics..., 2014]. Формирование САОВ связано с развитием Палеоазиатского океана, возникшего в позднем протерозое в результате распада Родинии [Хаин, 2001]. В дальнейшем формирование САОВ продолжилось в процессе развития Центрально-Азиатского, Внутренне-Монгольского и Монголо-Охотского океанов и продолжалось вплоть до мезозоя.

К настоящему времени по результатам сейсмотомографических, кинематических и палеомагнитных исследований ископаемые слэбы в Центральной Азии установлены на глубинах от астеносферной мантии до слоя D'' [Torsvik et al., 2008; Van der Meer et al., 2018]. Для Центральной Азии такие слэбы могли быть образованы при закрытии палеоокеанов Монголо-Охотский и Тетис [Van der Voo et al., 1999, 2015; Van der Meer et al., 2010, 2018], а для восточной части

Центрально-Азиатского пояса полностью субдуцированной под Евразийский континент плиты Изанаги [Seton et al., 2015; Van der Voo, 1999].

Как показывают исследования процессов субдукции и сейсмотомографические модели, при достижении слэбами переходной зоны мантии, связанной в своем происхождении с процессами фазовых переходов на глубинах ~ 660 км, возникает изгиб океанической литосферной плиты и затем происходит ее движение вдоль поверхности раздела верхней и нижней мантии. Слэб, стагнирующий вдоль границы раздела верхней и нижней мантии, преобразуется в условиях высоких давлений, испытывает перекристаллизацию с отделением от него обогащенного многими литофильными элементами силикатно-карбонатного расплава с его последующим подъемом в область астеносферной и литосферной мантии. Реститовый компонент преобразованного слэба становится более плотным и вследствие потери «плавучести» может погружаться в нижнюю мантию. Действительно, в ряде работ показана возможность реализации такого процесса [Condie, 2016].

В кайнозой главным геодинамическим событием на окраине Азиатского континента было Индо-Азиатское столкновение. Оно началось 45 ± 5 млн лет назад после этапа трансформного режима и на заключительном этапе 30 ± 5 млн лет назад привело к жесткому столкновению между Индией и палеоконтинентом [Wang, 2017]. Именно на рубеже ~ 38 -33 млн лет в Центральной Азии произошла активизация вулканической деятельности. В интервале поздний эоцен – поздний плейстоцен – голоцен здесь образовались многочисленные вулканы и лавовые поля [Yarmolyuk et al., 2014]. Деформации от жесткого столкновения распространялись в направлении к Сибирскому кратону (рис. 6.5.1) и около 5 млн лет назад достигли упора [Буслов, 2012]. Процессы столкновения привели к формированию горных систем, а вращение Амурской плиты относительно Евразийской вызвали образование рифтовых структур [Зоненшайн, Савостин, 1979].

Причиной развития позднекайнозойского вулканизма в Центральной и Северной Монголии могли быть возникшие напряжения и нарушение изостатического равновесия в мантии, вплоть до ее переходного слоя, в результате

процессов Индо-Азиатского столкновения. На связь этих геодинамических событий с активизацией внутриплитного вулканизма в Центральной Азии указывалось ранее, к примеру [Togtokh et al., 2019].

По мнению В.В. Ярмолюка с соавторами [Yarmolyuk et al., 2011, 2014] другим важнейшим событием, ответственным за проявление мезокайнозойского вулканизма в Центральной Азии, является перекрытие Азиатской плитой одной из ветвей Тихоокеанского горячего поля мантии. Следует отметить, что один из источников магм, дающих начало позднекайнозойскому вулканизму в Северной и Центральной Монголии, имеет низкорadioгенные изотопные характеристики, что является одним из критически важных отличий от изотопных характеристик тихоокеанского источника или плюма.

В результате проведенных минералогических и изотопно-геохимических исследований пород и мегакристаллов Тэсийнгольского вулканического ареала сформулировано **4-е защищаемое положение:**

В образовании щелочно-базальтовых магм и мегакристаллов Тэсийнгольского ареала принимали участие гранат- и карбонат-содержащие мантийные источники вещества, отвечающие в целом характеристикам обогащенной мантии EMI типа с незначительным участием мантии типа PREMA. Происхождение таких источников связывается с процессами метасоматоза и газирования пород верхней мантии при участии вещества океанической литосферы, субдуцированной в геологическом прошлом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных минералого-геохимических исследований пород и ксеногенного материала Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии, в том числе вулканических центров Угуумур и Бодь-уул получены сведения об условиях образования и источниках вещества щелочно-базальтовых магм, а также сделаны предположения о причинах активизации в регионе вулканической деятельности. Показано, что эволюция вулканизма в ареале проявлялась, начиная с раннемиоценового возраста и длилась порядка 8 млн лет. При этом направленность эволюции магмообразования выразилась в смене щелочных базанитовых и фонотефритовых магм субщелочными преимущественно трахиандезибазальтовыми. Следует отметить, что остается открытым вопрос о происхождении редких трахиандезитовых расплавов, которые могут являться как дифференциатами более основных магм, так и продуктом ассимиляции магмами мегакристаллов калийных минералов.

Установлено, что эруптивные отложения, а также лавы трахиандезибазальтов и трахиандезитов вулкана Угуумур содержат ксенолиты шпинелевых и гранатовых перидотитов, гранат-содержащих пироксенитов, а также мегакристаллы К-Na- и К-санидинов, Са-Na пироксенов, ильменитов и алмандин-гроссуляр-пироповых гранатов. В полимиктовых брекчиях вулкана впервые установлены мегакристаллы апатита, которые ранее среди пород позднекайнозойских вулканических ареалов Монголии не отмечались. Несмотря на имеющиеся предпосылки, наши попытки отнести к ассоциации мегакристаллов также и амфибол оказались затруднены из-за высокой степени преобразования кристаллического материала, обладающего вещественным сходством с амфиболами. Эти исследования необходимо продолжить.

Как в лавах, так и в эруптивных отложениях Тэсийнгольского ареала установлено значительное распространение карбонатного вещества, которое с одной стороны, как показано исследованиями, имеет мантийную природу, но с другой и в определенной степени может являться продуктом взаимодействия магм

с коровыми осадочными карбонатными толщами. Для решения этого вопроса необходимо провести исследования изотопного состава углерода. Наличие карбонатных фаз в субликвидусных минералах и мантийных породах свидетельствует о высокой роли углеродсодержащего флюида или силикатно-карбонатных расплавов в процессах магмообразования. Такой состав флюида во многом определил высокую взрывную активность ареала. Имеющаяся коллекция проб карбонатов из различных вулканических ареалов Северной Монголии позволит в будущем усилить исследования этого направления.

Показано, что породы вулканических центров обогащены LILE и HFSE и имеют высокую степень фракционирования REE. Общей для них особенностью является их относительное обеднение U и Th. Низкие содержания U и Th в породах позднекайнозойских вулканических ареалов Северной и Центральной Монголии могут отражать особенности состава одного из источников вещества, участвующего в формировании исходных щелочно-базальтовых магм. Предположено, что таким источником может быть вещество древней литосферы с низкими величинами U/Pb отношений. Однако численное редкоэлементное моделирование такого процесса не проведено, что может являться предметом будущих исследований.

Особенности составов мегакристаллов минералов, указывающих на их сходство с эклогитовым парагенезисом, а также геохимические особенности пород показывают на то, что щелочно-базальтовые магмы Тэсийнгольского ареала могли быть сформированы при частичном плавлении Grt-содержащих пироксенитов или вещества. Для уточнения этого вывода требуется привлечение данных по изотопному составу эксгумированных пород древней субдуцированной литосферы, что также является вопросом дальнейших исследований. Изотопные составы мегакристаллов близки к изотопному составу пород вулканов Угуумур и Бодь-уул, что указывает на общий для них источник вещества.

Установлено, что в истории эволюции магматической системы Тэсийнгольского вулканического ареала происходило уменьшение глубин магмообразования во времени с формированием щелочных магм и мегакристаллов

темноцветных минералов вблизи границы астеносферной и литосферной мантии и затем субщелочных расплавов вблизи раздела коры и верхней мантии. При этом остается задача установить условия кристаллизации мегакристаллов санидина, ильменита, апатита и слюды. Это вопрос возможно решить в будущем с привлечением данных экспериментальных исследований.

Впервые исследованы процессы преобразования мегакристаллов Срх. Установлено, что преобразование происходит в результате инконгруэнтного плавления мегакристаллов при их транспортировке щелочно-базальтовыми магмами.

Итоги проведенных автором исследований Тэсийнгольского вулканического ареала позволяют поставить целый ряд важных вопросов для уточнения условий магмообразования, направленности и порядка кристаллизации щелочно-базальтовых расплавов. Остаются актуальными установление состава и природы источников вещества и геодинамической обстановки развития позднекайнозойского вулканизма Монголии в целом.

Литература

1. Асеева А.В., Высоцкий С.В., Карабцов А.А., Александров И.А., Чувашова И.С. Трансформация гранатовых мегакристов под воздействием щелочных базальтовых магм // Тихоокеанская геология. – 2014. - том 33. - № 2. - С. 53-63.
2. Асеева А.В., Карабцов А.А., Высоцкий С.В., Веливецкая Т. А., Ушкова М.А., Косухин К.П., Руслан А.В., Яковенко В.В., Синёв А.Ю. Расплавные «карманы» и включения сульфидов: свидетельства трансформации мегакристов граната в щелочных базальтоидах (Шаварын-Царам, Тарят, Монголия) // Вестник ДВО РАН. - 2023. - №5. - С. 82-100.
3. Высоцкий С.В., Будницкий С.Ю., Рассказов С.В., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Карабцов А.А. О сохранности радиогенного аргона в мантийных слюдах *in situ*: датирование глубинных включений палеовулкана Шаварын-Царам, Монголия // Доклады академии наук. – 2011. – Т. 440. - № 5. – С. 674-677.
4. Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика. - 2012. - Т. 53. - № 9. - С. 1245-1255.
5. Геншафт Ю.С., Зайцев Н.С., Салтыковский А.Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии // Геотектоника. - 1978. - №5. - С. 105-115.
6. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Кайнозойский вулканизм Монголии // Российский журнал наук о Земле. - 2000. - Т. 2, - № 2.
7. Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Выпуск 46. - М: Наука, 1990. - 77 с.
8. Геологическая карта, лист М-47-XXI / Цэвээннамжил С., Хорчин Н., Санжин Д., Жанчив Б. - Мурунская геолого-съёмочная экспедиция, 1979.

9. Геологическая карта и карта полезных ископаемых, лист М-47-XX / Батчулуун Ё., Даваасурэн Ж., Хонгор О., Ортил Ц. – Мурэнская ГСЭ, 1980.
10. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии. - М: Наука, 1981. - 196 с.
11. Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Палесский С.В., Посохов В.Ф., Карманов Н.С., Пельгунова Л.А. Мегакристы полевых шпатов как источник информации о коровой контаминации базальтового расплава // Геохимия. – 2023. – Т. 68. - № 7. – С. 651-668.
12. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Каркасные силикаты. - М: Мир. 1966. - Т. 4. - 482 с.
13. Жгилев А.П, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Мегакристаллы Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии – научное и геммологическое значение // Материалы научного семинара «Минералогия и музеи: синергия науки и искусства». - 2022^a. - С. 45-51.
14. Жгилев А.П, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Условия происхождения мегакристаллов пироксенов и процессы их преобразования под воздействием базальтовых магм (Тэсийнгольский вулканический ареал Северной Монголии) // Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых) «Современные направления развития геохимии». – 2022^b. - Том 1. - С. 192-196.
15. Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Каримов А.А. Мегакристаллы пироксенов и гранатов в магматической системе и мантии Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. – 2025. - В. 16. - № 3. - 0828.
16. Жгилев А.П., Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Каримов А.А. Мегакристаллы пироксенов и гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии: условия происхождения и процессы преобразования под воздействием базальтовых магм // материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», посвященной памяти академика Н. А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. – 2024. - С. 47-51.

17. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. - М: Недра, 1979. - 311 с.
18. Кепежинская В.Л. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. - М.: Наука, 1979. - 312 с.
19. Кепежинская В.Л. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения // Труды совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской экспедиции. Выпуск 25. - М: Наука, 1990. - 314 с.
20. Кепежинская В.Л., Павленко А.С., Филиппов Л.Я. Кайнозойские базальтоидные ассоциации Монголии и связанные с ними глубинные включения // Основные проблемы геологии Монголии. - М: Наука, 1977. - С. 144-156.
21. Киселев А.Л., Медведев М.Л., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмобразования. - Новосибирск: Наука, 1979. - 198 с.
22. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Сандимирова Г.П., Сандимиров И.В., Дриль С.И. Мегакристалльная ассоциация минералов из кимберлитов Якутской провинции // Известия СО РАН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. - 2008. - №7. - С. 68-84.
23. Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Сандимирова Г.П., Травин А.В., Юдин Д.С., Кимберлиты и мегакристалльная ассоциация минералов, изотопно-геохимические исследования // Петрология. - 2013. - Выпуск 21. - С. 143-162.
24. Леммлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. - М: Наука, 1973. - 328 с.
25. Логачёв Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. - 2003. - Т. 44. - № 5. - С. 391 - 406.
26. Минералы. Каркасные силикаты. Вып. 1: Силикаты с разорванными каркасами, полевые шпаты /Гл. ред. Г.Б. Бокий, Б.Е. Боруцкий/. - М.: Наука, 2003. - 583 с.
27. Перепелов А.Б., Жгилев А.П., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Бат-Ульзий Д., Дриль С.И. Мегакристаллы Тэсийнгольского вулканического ареала

Северной Монголии – парагенезис и условия происхождения // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». - 2020. - Выпуск 18. - С. 270–272.

28. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Батульзий Д. Роль океанической литосферы и карбонатизированной мантии в происхождении щелочно-базальтовых магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. 2017. - Выпуск 15. - С. 205-206.

29. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Демонтерова Е.И., Павлова Л.А., Травин А.В., Бат-улзий Д. Первые минералого-геохимические и изотопно-геохронологические данные по неогеновому щелочно-базальтовому вулканизму плато Хэвэн Залу Урийн Сарьдаг (Северная Монголия) // Доклады академии наук. – 2010. - Т. 434. - № 2. – С. 232-237.

30. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Палесский С.В., Щербаков Ю.Д., Жгилев А.П. Индикаторная роль элементов платиновой группы в установлении источников щелочно-базальтовых магм кайнозойских вулканических ареалов Южного Прибайкалья и Северной Монголии // материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. - 2023. - С. 409-411.

31. Перетяжко И.С. CRYSTAL — прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов и геохимиков // Зап. ВМО. -1996. - № 3. - С. 141-148.

32. Рассказов С.В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. - Новосибирск: Наука, 1993. - 288 с.

33. Рассказов С.В., Кунк М.Дж., Лур Дж.Ф., Бауринг С.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Эпизоды извержений и вариации состава четвертичных лав Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. - 1996. - Т. 37. - С. 3-15.

34. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Кайнозойский вулканизм // Континентальный вулканизм Монголии. - М: Наука, 1983. – С. 170 – 179.
35. Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С. Новые данные о кайнозойском базальтовом вулканизме Средне-Гобийской зоны Монголии // ДАН СССР. - 1985. - Т. 281. - № 4. - С. 911-917.
36. Середкина А.И. Современное состояние исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта по сейсмологическим данным // Физика земли. - 2021. - №2. - С.46-70.
37. Spezius З.В., Лисковая Л.В., Иванов А.С., Богуш И.Н. Особенности граната и клинопироксена в алмазосодержащих эклогитах из кимберлитовой трубки Удачная, Якутия: свидетельство метасоматоза // Руды и металлы. – 2020. - № 4. – С. 45-53.
38. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. - 2009. - Т. 47. - № 11. - С. 1181–1199.
39. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. - М: Научный мир, 2001. - 606 с.
40. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Батульзий Д. Роль океанической литосферы и карбонатизированной мантии в происхождении щелочно-базальтовых магм позднекайнозойских вулканических ареалов Северной Монголии // Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск. ИЗК СО РАН. - 2017^а. - В.15. - С. 205-206.
41. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д-Э., Одгэрэл Д., Бат-Ульзий Д. Первые минералого-геохимические данные по эруптивно-лавовому вулканическому центру Угуумур с включениями перидотитов и мегакристаллов (Северная Монголия) // Mongolian Geoscientist. Geology & Metallogeny of Central Asia. Ulaanbaatar. - 2017^б. - В. 45. - С. 60-65.

42. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д.Э., Щербаков Ю.Д., Дриль С.И. Вещество субдуцированной океанической литосферы в формировании внутриплитных щелочно-базальтовых магм и Grt-Cpx-Kfs-Ilm ассоциации мегакристаллов (вулкан Угумуур, Северная Монголия) // В сборнике: Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. материалы IV Всероссийской конференции с международным участием. Владивосток. - 2018^а. - С. 222-225.

43. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Энхбат Д.Э., Щербаков Ю.Д. Первые данные по Lc-Ne- и кальцит-доломит-содержащим базанитам и фонотефритам поздне-плейстоценового вулканического центра Бодь-уул (Северная Монголия) // В сборнике: Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН. Улан-Удэ: Издательство Бурятский государственный университет. - 2018^б. - С. 386-388.

44. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., Жгилев А.П., Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии // Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). - 2021. - Том 3. - С. 201-203

45. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Демонтерова Е.И., Иванов А.В., Дриль С.И., Кузьмин М.И., Травин А.В., Щербаков Ю.Д., Пузанков М.Ю., Канакин С.В. Два этапа кайнозойского щелочно-базальтового вулканизма Дархатской впадины (Северная Монголия) – геохронология, геохимия и геодинамические следствия // Геодинамика и тектонофизика. - 2022. - Т. 13. - № 3. - С. 6-13.

46. Abbott R.N. Trace Element Thermometry of Garnet-Clinopyroxene Pairs, Revisited // Am. Mineral. - 2018. - V. 103. - №7. - P. 1169–1171.

47. Adam J., Green T.H., Sie S.H. Proton Microprobe Determined Partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between Experimentally Produced Amphiboles and Silicate Melts with Variable F Content // Chem. Geol. - 1993. - V. 109. - № 1–4. - P. 29–49.

48. Akinin V.V., Sobolev A.V., Ntaflos T., Richter W. Clinopyroxene megacrysts from Enmelen melanephelinitic volcanoes (Chukchi Peninsula, Russia): Application to composition and evolution of mantle melts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2005. - V. 150. - P. 85–101.

49. Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of Major Elements by Wavelength-Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometry and Trace Elements by Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry in Igneous Rocks from the Same Fused Sample (110 Mg) // *Spectrochim. Acta - Part B At. Spectrosc.* - 2016. - V. 122. - P. 62–68.

50. Ancuta L.D. Toward an Improved Understanding of Intraplate Uplift and Volcanism: Geochronology and Geochemistry of Intraplate Volcanic Rocks and Lower-Crustal Xenoliths/ 2017. Theses and Dissertations. Lehigh University. - 2486. <http://preserve.lehigh.edu/etd/2486>.

51. Ancuta L.D., Zeitler P.K., Idleman B.D., Jordan B.T. Whole-rock $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology, geochemistry, and stratigraphy of intraplate Cenozoic volcanic rocks, central Mongolia // *GSA Bulletin*. - 2018. - V. 130, - №. 7/8. - P. 1397–1408.

52. Anderson E.D., Moecher D.P. Omphacite breakdown reactions and relation to eclogite exhumation rates // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2007 - V. 154. - №. 3 - P. 253–277.

53. Aoki K., Kushiro I. Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1968. - V. 18, - P.326–337.

54. Aoki K.I., Shiba I. Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan // *Lithos*. - 1973. - V. 6. - P. 41–51.

55. Arevalo R., McDonough W.F. Chemical Variations and Regional Diversity Observed in MORB // *Chem. Geol.* - 2010. - V. 271. - №1–2. - P. 70–85.

56. Arzhannikova A.V., Vassallo R., Arzhannikov S.G., Jolivet M. Morphotectonics and Paleoseismology of the Eastern End of the Bolnay Fault (Mongolia) // *Russ. Geol. Geophys.* - 2015. - V. 56. - №10. - P. 1484–1490.

57. Ashchepkov I.V., André L., Downes H., Belyatsky, B.A. Pyroxenites and megacrysts from Vitim picrite– Basalts (Russia): Polybaric fractionation of rising melts in the mantle? // *Journal of Asian Earth Sciences*. - 2011. - V. 42. - P. 14–37.
58. Aseeva A., Avchenko O., Karabtsov A., Chashchin A., Vysotskiy S., Yakovenko V., Zarubina N., Kharitonova N. Melt Pockets in Garnet Megacrysts from Cenozoic Alkali Basalts of the Shavaryn Tsaram Vicinity, Mongolia // *Acta Geologica Sinica*. – 2022. – V. 96. - №1. - P. 111–122.
59. Aseeva A.V., Vysotskiy S.V., Karabtsov A.A., Alexandrov I.A., Chuvashova I.S. Transformation of Garnet Megacrysts Captured by Alkali Mafic Magma // *Russian Journal of Pacific Geology*. – 2014. – V. 8. - №2. - P. 116–125.
60. Baldwin L.C., Tomaschek F., Ballhaus C., Gerdes A., Fonseca R.O.C., Wirth R., Geisler T., Nagel T. Petrogenesis of alkaline basalt-hosted sapphire megacrysts. Petrological and geochemical investigations of in situ sapphire occurrences from the Siebengebirge Volcanic Field, Germany // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 2017 - V. 172. - № 6. – P 1–27.
61. Barron B.J., Robertson A.D., Sutherland F.L. Olivine ‘leucitites’, their xenolith and megacryst suites, Hoskings Peaks, north Queensland // *Australian Journal of Earth Sciences*. - 1996. - V. 43, - P. 231–244.
62. Barr S.M., Dostal J. Petrochemistry and Origin of Megacrysts in Upper Cenozoic Basalts // *Thailand. J. Southeast Asian Earth Sci.* - 1986. - V. 1. - № 2. - P. 107–116.
63. Barry T.L., Kent R.W. Cenozoic Magmatism in Mongolia and the Origin of Central and East Asian Basalts. // *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia Geodynamics* - 1998. - P. 347–364.
64. Barry T.L. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Mongolia: Evidence for the Role of Asthenospheric versus Metasomatized Lithospheric Mantle Sources // *J. Petrol.* - 2003. - V. 44. - №1. 55–91.
65. Beccaluva L., Macciotta G., Siena F., Zeda O., Harzburgite–Iherzolite xenoliths and clinopyroxene megacrysts of alkaline basic lavas from Sardinia (Italy) // *Chemistry Geology*. - 1989. - V. 77, - P. 331–345.

66. Bruin D.D. Multiple compositional megacryst groups from the Uintjiesberg and Witberg kimberlites, South Africa // *South Africa Journal of Geology*. - 2005. - V. 108. - P. 233–246.
67. Carlson R.W., Ionov D.A. Compositional Characteristics of the MORB Mantle and Bulk Silicate Earth Based on Spinel Peridotites from the Tariat Region, Mongolia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. – 2019. - V. 257. - P. 206–223.
68. Chen D., Liu L., Sun Y., Sun W., Zhu X., Liu X., Guo C. Felsic veins within UHP eclogite at Xitieshan in North Qaidam, NW China: Partial melting during exhumation // *Lithos*. – 2012. V. 136-139. P. 187–200.
69. Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of Divalent Iron Content in Igneous Rocks of Ultrabasic, Basic and Intermediate Compositions by a Wavelength-Dispersive X-Ray Fluorescence Spectrometric Method // *Spectrochim. Acta - Part B At. Spectrosc.* - 2015. - V. 107. - P. 110–114.
70. Condie K.C. The Supercontinent Cycle. Earth as an Evolving Planetary System / Earth as an Evolving Planetary System (Third Edition). – 2016. - P. 201-235.
71. Delaney J.S., Smith J.V., Nixon P.H. Model for upper mantle below Malaita, Solomon Islands, deduced from chemistry of lherzolite and megacryst minerals // *Contr. Mineral. and Petrol.* - 1979. - V. 70. - P. 209–218.
72. Davies G.R., Spriggs A.J., Nixon P.H. A non-cognate origin for the Gibeon kimberlite megacryst suite, Namibia: Implications for the origin of Namibian kimberlites // *Journal of Petrology*. - 2001. - V. 42. - P. 159–172.
73. Demonterova E.I., Ivanov A.V., Rasskazov S.V., Markova M.E., Yasnygina T. A., Malykh Y.M. Lithospheric Control on Late Cenozoic Magmatism at the Boundary of the Tuva-Mongolian Massif, Khubsugul Area, Northern Mongolia // *Petrology*. - 2007. - V. 15. - № 1. - P. 90–107.
74. Dey A., Sen K., Sen A., Choudhary S. Omphacite breakdown, symplectite formation and carbonate metasomatism in a retrograded continental eclogite: Implications for the exhumation of the Tso Moriri Crystalline Complex (Trans-Himalaya, NW India) // *Physics and Chemistry of the Earth*. – 2023. – V. 131. – P. 103453.

75. Dobosi G., Downes H., Embey-Isztin A., Jenner G. A. Origin of Megacrysts and Pyroxenite Xenoliths from the Pliocene Alkali Basalts of the Pannonian Basin (Hungary) // *Neues Jahrb. für Mineral. Abhandlungen*. - 2002. - V. 178. - №3. - P. 217–237.
76. Feng P., Wang L., Brown M., Johnson T.E., Kylander-Clark A., Piccoli P.M. Partial melting of ultrahigh-pressure eclogite by omphacite-breakdown facilitates exhumation of deeply-subducted crust // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2021. – 554. – 116664.
77. Fodor R.V., Bauer G.R., Keil, K. Ultramafic inclusions and megacrysts in olivine nephelinite, Aitutaki Island, Cook Islands. New Zealand // *Journal of Geology and Geophysics*. - 1982. - V. 25. - P. 67-76.
78. Galer S.J.G. Optimal Double and Triple Spiking for High Precision Lead Isotopic Measurement // *Chem. Geol.* - 1999. - V. 157. - № 3–4. - P. 255–274.
79. Garrison J.R., Taylor L.A. Megacrysts and xenoliths in kimberlite, Elliott County, Kentucky: A mantle sample from beneath the Permian Appalachian Plateau // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. - 1980. - V. 75. - P. 27–42.
80. Glaser S.M., Foley S.F., Gunther D. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia // *Lithos*. - 1999. - V. 24. - P. 263-285.
81. Godard G., Martin S. Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case study from the Ulten zone, Italian Alps // *Journal of Geodynamics*. – 2000. – V. 30. P. 117 – 145.
82. Gornova M.A., Belyaev V.A., Karimov A.A., Perepelov A.B., Dril S.I. Chemical Modification of Lherzolite Xenoliths Due to Interaction with Host Basanite Melt: Evidence from Tumusun Volcano, Baikal Rift Zone // *Minerals*. – 2023. - V. 13. - № 3. - 403.
83. Gose J., Schmädicke E. H₂O in omphacite of quartz and coesite eclogite from Erzgebirge and Fichtelgebirge, Germany // *Journal of Metamorphic Geology*. - 2021. - V. 40. - № 4. - P. 665–686.

84. Grütter H.S., Gurney J.J., Menzies A.H. Winter F. An Updated Classification Scheme for Mantle-Derived Garnet, for Use by Diamond Explorers // *Lithos.* - 2004. - V. 77. - №1-4 (SPEC. ISS.). - P. 841–857.
85. Gudfinnsson G.H., Presnall D.C. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3–8 GPa // *Journal of Petrology.* - 2005. - V. 46. - № 8. - P. 1645–1659.
86. Gutmann J.T. Tubular Voids within Labradorite Phenocrysts from Sonora Mexico. // *Am. Mineral.* - 1974. - V. 59. - P. 666–672.
87. Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A., Whitehead, J. A. Mantle Plumes and Entrapment: Isotopic Evidence. *Science* (80-.). - 1992. - V. 256. - №5056. - P. 517–520.
88. Harris N., Hunt A., Parkinson I., Tindle A., Yondon M., Hammond S. Tectonic implications of garnet-bearing mantle xenoliths exhumed by Quaternary magmatism in the Hangay dome, Central Mongolia // *Contrib. Mineral. Petrol.* - 2010. - V. 160. - P. 67–81.
89. He D.T., Liu Y.S., Tong X.R., Zong K.Q., Hu Z.C., Gao, S. Multiple exsolutions in a rare clinopyroxene megacryst from the Hannuoba basalt, North China: Implications for subducted slab–Related crustal thickening and recycling // *Lithos.* - 2013. - V. 177. - P. 136–147.
90. Hegner E., Walter H.J., Satir M. Pb-Sr-Nd isotopic compositions and trace element geochemistry of mega- crystals and melilitites from the Tertiary Urach volcanic field: Source composition of small volume melts under SW Germany // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* - 1995. - V. 122. - P. 322–335.
91. Herzberg C., Asimow P. D. Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2008. – V. 8. - № 9. Q09001.
92. Herzberg C.T., Asimow P.D. PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus // *Geochem. Geophys. Geosyst.* - 2015. - V. 16. - P. 563–578.

93. Hu L., Pan S., Lu R., Zheng J., Dai H., Guo A., Yu L., Sun, H. Origin of gem-quality megacrysts in the Cenozoic alkali basalts from the Muling area, northeastern China // *Lithos.* - 2022. – V. 422-423. - 106720
94. Hunt A.C., Parkinson I.J., Harris N.B.W., Barry T. L., Rogers N.W., Yondon M. Cenozoic Volcanism on the Hangai Dome, Central Mongolia: Geochemical Evidence for Changing Melt Sources and Implications for Mechanisms of Melting // *J. Petrol.* - 2012. - V. 53. - №9. - P. 1913–1942.
95. Ionov D.A. (2007) Compositional variations and heterogeneity in fertile lithospheric mantle: Peridotite xenoliths in basalts from Tariat, Mongolia // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* – 2007. – V. 154. -№ 4. - P. 455–477.
96. Ionov D.A., Chazot G., Chauvel C., Merlet C., Bodinier J.L. Trace Element Distribution in Peridotite Xenoliths from Tok, SE Siberian Craton: A Record of Pervasive, Multi-Stage Metasomatism in Shallow Refractory Mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2006. - V. 70. - № 5. - P. 1231–1260.
97. Ionov D.A., Hofmann A.W., SHIMIZU N. Metasomatism-induced Melting in Mantle Xenoliths from Mongolia // *Journal of Petrology.* 1994. V. 35. P. 753-785.
98. Irving A.J. Megacrysts from the Newer Basalts and Other Basaltic Rocks of Southeastern Australia // *Bull. Geol. Soc. Am.* - 1974. - V. 85. - № 10. - P. 1503–1514.
99. Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A. Volcanism in the Baikal Rift: 40years of Active-versus-Passive Model Discussion // *Earth-Science Reviews.* - 2015. - V. 148 – P. 18-43.
100. Iwamori H., Nakamura H. Isotopic Heterogeneity of Oceanic, Arc and Continental Basalts and Its Implications for Mantle Dynamics // *Gondwana Res.* - 2015. - V. 27. - №. 3. - P. 1131–1152.
101. Jankovics, M.É., Taracsák, Z., Dobosi, G., Embey-Isztin, A., Batki, A., Harangi, S., and Hauzenberger, C.A. Clinopyroxene with diverse origins in alkaline basalts from the western Pannonian Basin: Implications from trace element characteristics // *Lithos.* - 2016. - V. 262. - P. 120–134.

102. Klemme S., Blundy J.D., Wood B.J. Experimental Constraints on Major and Trace Element Partitioning during Partial Melting of Eclogite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 2002. - V. 66. - №17. - P. 3109–3123.
103. Kopylova M.G., Nowell G.M., Pearson D.G., Markovic G. Crystallization of megacrysts from protokimberlitic fluids: Geochemical evidence from high-Cr megacrysts in the Jericho kimberlite // *Lithos.* - 2009. - V. 112S. - P. 264–295.
104. Kostrovitsky S.I., Malkovetsb V.G., Verichevd E.M., Garanine V.K., Suvorova L.V. Megacrysts from the Grib kimberlite pipe (Arkhangelsk Province, Russia) // *Lithos.* - 2004. - V. 77. - P. 511–523.
105. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope Provinces, Mechanisms of Generation and Sources the Continental Crust in the Central Asian Mobile Belt: Geological and Isotopic Evidence // *J. Asian Earth Sci.* - 2004. - V. 23. - №5. - P. 605–627.
106. Krogh T.E. A Low-Contamination Method for Hydrothermal Decomposition of Zircon and Extraction of U and Pb for Isotopic Age Determinations. // *Geochim. Cosmochim. Acta.* - 1973. - V. 87. - P. 485–494.
107. Larrea P., Franca Z., Lago M., Widom E., Galé C., Ubide T. Magmatic Processes and the Role of Antecrysts in the Genesis of Corvo Island (Azores Archipelago, Portugal) // *Journal of Petrology.* - 2013. - V. 54. - P. 769-793.
108. Lambart S., Baker M.B., Stolper E.M. The role of pyroxenite in basalt genesis: Melt-PX, a melting parameterization for mantle pyroxenites between 0.9 and 5 GPa // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* - 2016. - V. 121. - № 8. - P. 5708–5735.
109. LeBas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram // *J. Petrology.* - 1986. - V. 27. - P. 745-750.
110. Le Roux V., Dasgupta R., Lee C.T.A. Recommended Mineral-Melt Partition Coefficients for FRTEs (Cu), Ga, and Ge during Mantle Melting // *Am. Mineral.* - 2015. - V. 100. - № 11–12. - P. 2533–2544.

111. Litasov K., Litasov Y., Malkovets V.; Taniguchi H. Lithosphere Structure and Thermal Regime of the Upper Mantle beneath the Baikal Region: Evidence from Deep-Seated Xenoliths. - 2019. - № 1. - P. 1–5.
112. Liu S., Zhang G., Zhang L., G. Webb A. A. Omphacite Melting and the Destruction of Early High-Pressure Rock Records // JGR Solid Earth. – 2023. – V. 128. P. 1- 23.
113. Liu Y.D., Ying J.F. Origin of Clinopyroxene Megacrysts in Volcanic Rocks from the North China Craton: A Comparison Study with Megacrysts Worldwide // International Geology Review. – 2019. - V. 62. - P. 1-17.
114. Li Y., Ma C., Robinson P.T. Petrology and geochemistry of Cenozoic intra-plate basalts in east-central China: Constraints on recycling of an oceanic slab in the source region // Lithos. - 2016. - V. 262. - P. 27-43.
115. Ludwig K.R., User's Manual for Isoplot Version 3.75—4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronological Center Special Publication. - 2012. - V. 5.
116. Lu N., Wang G., Fu Y., Peng Z. Implication of garnet zoning in high pressure- ultrahighpressure eclogite from Changning-Menglian suture zone, Bangbing area, Southeast Tibetan Plateau // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. 10:930880
117. Lu Y., Luo Z., Ren Z., Liang T. Megacrysts in the Cenozoic basalt of the Tuoyun Basin, Southwest Tianshan // Science in China Series D Earth Sciences. - 2012. - V. 50. - P. 55-66.
118. Matusiak Małek M., Puziewicz J., Ntaflos T., Woodland A., Uenver-Thiele L., Büchner J., Grégoire M., Aulbach S. Variable origin of clinopyroxene megacrysts carried by Cenozoic volcanic rocks from the eastern limb of Central European Volcanic Province (SE Germany and SW Poland) // Lithos. 2020. P. 382-383.
119. McDonough W.F., Sun S.S. The Composition of the Earth // Chem. Geol. - 1995. - V. 120. - № 3–4. - P. 223–253.
120. Misra K.C., Anand M., Taylor L.A., Sobolev N.V. Multi-stage metasomatism of diamondiferous eclogite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia, Siberia // Contrib Mineral Petrol. 2004. V. 146. P. 696-714.

121. Moore M., Costin G. Kimberlitic olivines derived from the Cr-poor and Cr-rich megacryst suites // *Lithos.* - 2016. - V. 258–259. - P. 215–227.
122. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist.* - 1988. - V. 73. - №9-10. - P. 1123–1133.
123. Neal C.R., Davidson, J.P. An unmetasomatized source for the Malaitan alniite (Solomon Islands): Petrogenesis involving zone refining, megacryst fractionation, and assimilation of oceanic lithosphere // *Geochimica Et Cosmochimica Acta.* - 1989. - V. 53. - P. 1975–1990.
124. Neave D.A., Putirka K.D. A new clinopyroxene-liquid barometer, and implications for magma storage pressures under Icelandic rift zones // *American Mineralogist.* - 2017. - V. 102. - № 4. - P. 777-794.
125. Nkere J., Janney P., Tinguely C. Cr-poor and Cr-rich clinopyroxene and garnet megacrysts from southern African Group 1 and Group 2 kimberlites: Clues to megacryst origins and their relationship to kimberlites // *Lithos.* - 2021. - V. 396-397. – 106231
126. Nickel E.H., Grice J.D. The IMA Commission on New Minerals and Mineral Names: procedures and guidelines on mineral nomenclature // *Mineralogy and Petrology.* - 1998. - V. 64. - P. 237-263.
127. Obata M. Kelyphite and Symplectite: Textural and Mineralogical Diversities and Universality, and a New Dynamic View of Their Structural Formation // *New Frontiers in Tectonic Research-General Problems, Sedimentary Basins and Island Arcs.* – 2011. – P. 93 – 122.
128. Perepelov A.B., Kuzmin M.I., Tsypukova S.S., Demonterova E.I., Ivanov A.V., Shcherbakov Y.D., Puzankov M.Y., Odgerel D., Bat-Ulzii D. Eclogite Trace in Evolution of Late Cenozoic Alkaline Basalt Volcanism on the Southwestern Flank of the Baikal Rift Zone: Geochemical Features and Geodynamic Consequences // *Dokl. Earth Sci.* - 2017. - V. 476. - №2. - P. 1187–1192.
129. Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., Zhgilev A. Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul

Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // Minerals. - 2020. - V.10. - №7. - Article № 612.

130. Perepelov A.B., Puzankov M.Y., Ivanov A.V., Filosofova T.M., Monterova E.I., Smirnova E.V., Chuvashova L.A., Yasnygina T.A. Neogene Basanites in Western Kamchatka: Mineralogy, Geochemistry, and Geodynamic Setting // Petrology. - 2007. - V. 15. - №5. - P. 488–508.

131. Pertermann M., Hirschmann M.M., Hametner K., Gülnther D., Schmidt M.W. Experimental Determination of Trace Element Partitioning between Garnet and Silica-Rich Liquid during Anhydrous Partial Melting of MORB-like Eclogite // Geochemistry, Geophys. Geosystems. - 2004. - V. 5. - №5.

132. Pin C., Briot D., Bassin C., Poitrasson F. Concomitant Separation of Strontium and Samarium-Neodymium for Isotopic Analysis in Silicate Samples, Based on Specific Extraction Chromatography // Anal. Chim. Acta. - 1994. - V. 298. - №2. - P. 209–217.

133. Pin C., Zalduegui J.F.S. Sequential separation of light rare-earth elements, thorium and uranium by miniaturized extraction chromatography: Application to isotopic analyses of silicate rocks // Analyt. Chem. Acta. - 1997. - V. 339. - P. 79-89.

134. Pivin M., Féménias O., Demaiffe D. Metasomatic mantle origin for Mbuji-Mayi and Kundelungu garnet and clinopyroxene megacrysts (Democratic Republic of Congo) // Lithos. - 2009. - V. 112S. - P. 951–960.

135. Putirka K.D. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Rev. Mineral. Geochemistry. - 2008. - V. 69. - P. 61–120.

136. Rankenburg K., Lassiter J.C., Brey G. Origin of megacrysts in volcanic rocks of the Cameroon volcanic chain – constraints on magma genesis and crustal contamination // Contrib Mineral Petrol. - 2004. - V. 147. - P. 129–144.

137. Rasskazov S., Chuvashova I. The Latest Geodynamics in Asia: Synthesis of Data on Volcanic Evolution, Lithosphere Motion, and Mantle Velocities in the Baikal-Mongolian Region. // Geosci. Front. – 2017. - V. 8. - №4. - P. 733–752.

138. Richter K., Carmichael I.S.E. Mega–Xenocrysts in alkali olivine basalts: Fragments of disrupted mantle assemblages // *American Mineralogist*. - 1993. - V. 78. - P. 1230–1245.
139. Riley T. R., Bailey A. K. Barium-rich sanidine megacrysts from the West Eifel (Germany). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*. – 2003. - V. 1. P. 18-30.
140. Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon B. The Double Spike Toolbox // *Chem. Geol.* - 2009. - V. 265. - №3–4. - P. 420–431.
141. Sajeev K., Windley B.F., Connolly J.A.D., Kon Y. Retrogressed eclogite (20kbar, 1020°C) from the Neoproterozoic Palghat–Cauvery suture zone, southern India // *Precambrian Research*. - 2009. - V. 171. - № 1-4. - P. 23-36.
142. Sassi R., Mazzoli C., Spiess R., Cester T. Towards a better understanding of the fibrolite problem: The effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy // *Journal of Petrology*. - 2004. - V. 45. - №7. - P. 1467–1479.
143. Savatenkov V.M., Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskii A.M. Sources and Geodynamics of the Late Cenozoic Volcanism of Central Mongolia: Evidence from Isotope-Geochemical Studies // *Petrology*. - 2010. - V. 18. - №3. - P. 278–307.
144. Seton M., Flament N., Whittaker J., Müller R.D., Gurnis M., Bower D.J. Ridge subduction sparked reorganization of the Pacific plate-mantle system 60-50 million years ago // *Geophys. Res. Lett.* – 2015. - V. 42, - P. 1732–1740.
145. Stosch H.G., Ionov D.A., Puchtel I.S., Galer S.J.G., Sharpouri A. Lower Crustal Xenoliths from Mongolia and Their Bearing on the Nature of the Deep Crust beneath Central Asia // *Lithos*. - 1995. - V. 36. - №3–4. - P. 227–242.
146. Stracke A., Bizimis M., Salters V.J.M. Recycling Oceanic Crust: Quantitative Constraints // *Geochemistry, Geophys. Geosystems*. - 2003. - V. 4. - №3.
147. Sun C., Liang Y. A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites // *Chemical Geology*. - 2015. - V. 393-394. - P. 79-92.

148. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // *Geol. Soc. Spec. Publ.* - 1989. - V. 42. - №1. - P. 313–345.

149. Tectonics of Northern, Central and Eastern Asia. Explanatory Note to the Tectonic map of Northern–Central–Eastern Asia and Adjacent Areas at scale 1:2500000 / – SPb.: VSEGEI Printing House, 2014. 184 p.

150. Tischendorf G., Gottesmann B., Foerster H.-J., Trumbull R. B. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation // *Mineralogical Magazine.* – 1997. -V. 61. - № 6. P. 809–834.

151. Togtokh K., Miao L., Zhang F., Baatar M., Anaad C., Bars A. Major, Trace Element, and Sr-Nd Isotopic Geochemistry of Cenozoic Basalts in Central-North and East Mongolia: Petrogenesis and Tectonic Implication. // *Geol. J.* - 2018. - V. 54. - №6. - P. 3660–3680.

152. Torsvik T.H., Mu R.D., Voo R. Van Der, Steinberger B., Gaina C. Global Plate Motion Frames // *Rev. Geophys.* - 2008. - V. 46. - P. 1–44.

153. Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Demonterova E.I., Pavlova L.A., Travin A.V., Puzankov M.Y. Origin and Evolution of Neogene Alkali-Basaltic Magmas in the Southwestern Flank of the Baikal Rift System (Heaven Lava Plateau, Northern Mongolia) // *Russ. Geol. Geophys.* - 2014. - V. 55. - №2. - P. 190–215.

154. Tsypukova S.S., Perepelov A.B., Shcherbakov Yu.D. Volcanic center Ugmuur – origin and links of alkaline basalts magmas, megacrysts and carbonate phases above the mantle plume (Northern Mongolia) // Conference materials «The 21th Kerulien International Conference on Geology and 2019 High-Level Forum on Synergic Development of Beijing-Tianjin-Hebei in Ecological and Geological Environment» (Shijiazhuang, China; 25-26 October 2019). - 2019. - P. 32-33.

155. Upton B.G.J., Hinton R.W., Aspen P., Finch A., Valley J.W. Megacrysts and Associated Xenoliths: Evidence for Migration of Geochemically Enriched Melts in the Upper Mantle beneath Scotland // *J. Petrol.* - 1999. - V. 40. - №6. - P. 935–956.

156. Van Der Meer D. G., Spakman W., Van Hinsbergen D.J.J., Amaru M.L., Torsvik T.H. Towards Absolute Plate Motions Constrained by Lower-Mantle Slab Remnants // *Nat. Geosci.* - 2010. - V. 3. - №1. - P. 36–40.
157. Van der Meer D.G., van Hinsbergen D.J.J., Spakman W. Atlas of the Underworld: Slab Remnants in the Mantle, Their Sinking History, and a New Outlook on Lower Mantle Viscosity // *Tectonophysics.* - 2018. - V. 723. - P. 309–448.
158. Van Der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic Subducted Slabs under Siberia // *Nature.* - 1999. - V. 397. - №6716. - P. 246–249.
159. Van Der Voo R., Van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Spakman W., Torsvik T.H. Latest Jurassic-Earliest Cretaceous Closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: A Paleomagnetic and Seismological-Tomographic Analysis // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* - 2015. - V. 513. - № 19. - P. 589–606.
160. Vysotskiy S.V., Shcheka S.A., Barkar A.V., Ivanova V.L., Karabtsov A.A. Garnet Inclusions in Alkali Basalts of Primorye: Deep-Seated Xenoliths or Cognate Megacrysts? // *Russian Journal of Pacific Geology.* - 2007. – V. 1. - № 1. - P. 98-105.
161. Wang C., Liu Y., Min N., Zong K., Hu Z., Gao S. Paleo-Asian Oceanic Subduction-Related Modification of the Lithospheric Mantle under the North China Craton: Evidence from Peridotite Xenoliths in the Datong Basalts // *Lithos.* - 2016. - V. 261. - P. 109–127.
162. Wang X.J., Chen L.H., Hofmann A.W., Mao F.G., Liu J.Q., Zhong Y., Xie L.W., Yang Y.H. Mantle transition zone-derived EM1 component beneath NE China: Geochemical evidence from Cenozoic potassic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2017 - V. 465. – P. 16–28.
163. Woodland A.B., Jugo, P.J. A complex magmatic system beneath the Deves volcanic field, Massif Central, France: Evidence from clinopyroxene megacrysts // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* - 2007. - V. 153. - P. 719–731.
164. Xu Z., Zhao Z., Zheng Y. Slab–mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong // *Lithos.* - 2012. - V.146-147. - P. 202-217.

165. Yang T., Xu T., Ai Y., Yang J., Yuan H. (2024). Fine crust-mantle structure of the major tectonic boundaries between the North China Craton and Central Asian Orogenic Belt revealed from Rayleigh wave phase velocities and receiver functions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2024. - V. 129. - e2024JB028857.
166. Yarmolyuk V.V., Ivanov V.G., Kovalenko V.I., Pokrovskii B.G. Magmatism and Geodynamics of the Southern Baikal Volcanic Region (Mantle Hot Spot): Results of Geochronological, Geochemical, and Isotopic (Sr, Nd, and O) Investigations // *Petrology*. - 2003. - V.11. - № 1. - P. 1–30.
167. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Cenozoic Volcanism at the Northeastern Flank of the South Khangai Volcanic Region (Central Mongolia): Geochronology and Formation Conditions // *Dokl. Earth Sci.* - 2007. - V. 417. - № 2. - P. 1320–1324.
168. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic-Cenozoic Intraplate Magmatism in Central Asia and Its Relation with Mantle Diapirism: Evidence from the South Khangai Volcanic Region, Mongolia // *J. Asian Earth Sci.* - 2014. - V. 111. - P. 604–623.
169. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovskiy A.M., Savatenkov V.M. Late Cenozoic Volcanic Province in Central and East Asia // *Petrology*. - 2011. - V. 19. - № 4. - P. 327–347.
170. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Savatenkov V. M. Late Cretaceous-Early Cenozoic Volcanism of Southern Mongolia: A Trace of the South Khangai Mantle Hot Spot // *J. Volcanol. Seismol.* - 2007. - V. 1. - № 1. - P. 1–27.
171. Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E. Intraplate Geodynamics and Magmatism in the Evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* - 2014. - V. 93. - P. 158–179.
172. Yudalevich Z., Vapnik Ye. Xenocrysts and megacrysts of alkaline olivine-basalt-basanite-nephelinite association Makhtesh Ramon (Israel): interaction with carrier magmas and crystallographic transformations // *Литосфера*. - 2018. - V. 18. - № 5A. - P. 57-77.

173. Yu J., O'Reilly S.Y. Almandine Megacrysts from Yingfengling Cenozoic Basalt in Leizhou Peninsula and Their Parental Magma Origin // Chinese Sci. Bull. - 2001. - V. 46. - № 14. - P. 1215–1219.

174. Yu X., Zeng G., Chen L., Hu S., Yu Z. Magma–magma interaction in the mantle recorded by megacrysts from Cenozoic basalts in eastern China // International Geology Review. - 2018. - V. 61. - P. 1-17.

175. Zeng G., Chen L., Yu X., Liu J., Xu X., Erdmann S., Magma-magma interaction in the mantle beneath eastern China // Amer geophysical union. - 2017. - V. 122. - № 4. - P. 2763-2779.

176. Zertani S., F.G. Morales L., Menegon L. Omphacite breakdown: nucleation and deformation of clinopyroxene-plagioclase symplectites // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2024. – V.179. №44.

177. Zong K., Liu Y., Liu X., Liu X., Zhang B. Trace elemental records of short-lived heating during exhumation of the CCSD eclogites // Chinese Sci. Bull. - 2007. - V. 52. - P. 813–824.

178. Zou D., Liu Y., Hu Z., Gao S., Zong K., Xu R., Deng L., He D., Gao C. Pyroxenite and peridotite xenoliths from Hexigten, Inner Mongolia: Insights into the Paleo-Asian Ocean subduction-related melt/fluid–peridotite interaction // Geochimica et Cosmochimica Acta. - 2014. - V. 140. - P. 435-454.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ РАБОТЫ**Статьи:**

1. Perepelov A., Kuzmin M., Tsypukova S., Shcherbakov Y., Dril S., Didenko A., Dalai-Erdene E., Puzankov M., **Zhgilev A.** Late Cenozoic Uguumur and Bod-Uul Volcanic Centers in Northern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry, and Magma Sources // Minerals. – 2020. - V. 10. - № 7. – P. 612.

2. **Жгилев А.П.**, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Каримов А.А. Мегакристаллы пироксенов и гранатов в магматической системе и мантии Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии // Геодинамика и Тектонофизика. – 2025. - В. 16. - № 3. - 0828.

Тезисы докладов

1. Перепелов А.Б., **Жгилев А.П.**, Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Бат-Ульзий Д., Дриль С.И. Мегакристаллы Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии – парагенезис и условия происхождения. Материалы научного совещания «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». г. Иркутск. 20–23 октября 2020 г. В.18. С. 270–272.

2. Цыпукова С.С., Перепелов А.Б., Щербаков Ю.Д., Одгэрэл Д., Энхбат Д.-Э., **Жгилев А.П.**, Пузанков М.Ю. Новые данные о составе пород и возрасте Тэсийнгольского позднекайнозойского вулканического ареала Северной Монголии. Материалы XIII Всероссийского петрографического совещания (с участием зарубежных ученых). г. Иркутск. 06–13 сентября 2021 г. Т. 3. С. 201-203.

3. **Жгилев А.П.**, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Мегакристаллы Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии – научное и геммологическое значение. Материалы научного семинара «Минералогия и музеи: синергия науки и искусства». г. Иркутск. 31 марта 2022 г. С. 45-51.

4. **Жгилев А.П.**, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д. Условия происхождения мегакристаллов пироксенов и процессы их преобразования под воздействием базальтовых магм (Тэсийнгольский вулканический ареал Северной Монголии). Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых) «Современные направления развития геохимии». г. Иркутск. 21-25 ноября 2022 г. Т. 1. С. 192-196.

5. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Палесский С.В., Щербаков Ю.Д., **Жгилев А.П.** Индикаторная роль элементов платиновой группы в установлении источников щелочно-базальтовых магм кайнозойских вулканических ареалов Южного Прибайкалья и Северной Монголии. Материалы VI Международной научной конференции, посвященной 50-летию Геологического института им. Н.Л. Добрецова СО РАН. г. Улан-Удэ. 13 - 17 марта 2023 г. С. 409-411.

6. **Жгилев А. П.**, Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., Каримов А.А. Мегакристаллы пироксенов и гранатов Тэсийнгольского вулканического ареала Северной Монголии: условия происхождения и процессы преобразования под воздействием базальтовых магм. Материалы V Всероссийской конференции с участием иностранных ученых «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы», посвященной памяти академика Н.А. Логачева в связи с 95-летием со дня рождения. г. Иркутск. 16-19 апреля 2024. С. 47-51.

7. Перепелов А.Б., Цыпукова С.С., Щербаков Ю.Д., **Жгилев А.П.** Позднекайнозойский вулканизм Северной Монголии – типизация и минералогическо-геохимические особенности пород, источники и условия образования щелочно-базальтовых магм во внутриконтинентальной геодинамической обстановке. Материалы VII Всероссийской научной конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит». г. Владивосток. 15-18 сентября 2025 г. С. 27-30.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица П 2.1. Средние составы минералов из трахиандезибазальтов вулкана Угуумур (мас. %).

Минерал Фаза	Ol ⁵ Вкр	Cpx ⁵ Вкр	Pl ⁴ Мкр	Pl* ⁷ Мкр	Kfs ³ Мкр	Spl ⁴ Вкл*	Ti-Mgt ⁷ Мкр	Ilm ⁶ Мкр	Ap ⁹ Мкр*	Cal ⁹ Инт*	TiMgt* ⁴ Инт*	Ap* ⁶ Инт*	Dol ¹⁴ Инт	GM ⁵ Растр
SiO ₂	38.23	51.15	55.75	60.62	64.72	7.02	24.76	52.77			32.93			56.79
TiO ₂		1.57				9.45	1.57				2.64			1.52
Al ₂ O ₃		2.18	26.09	23.33	19.82	22.41	3.19			1.17				17.62
Cr ₂ O ₃		0.08												
Fe ₂ O ₃	0.90	1.43	0.24	0.19	0.67	21.05	15.53	3.39	0.70		2.50			
FeO	22.49	7.45	0.49	0.38	0.00	33.46	50.77	40.68			58.57	0.59	0.26	3.55
MnO	0.17					0.16	0.44	0.66			0.61		0.59	
MgO	38.46	14.85				3.23	1.81	3.53		0.31	0.56		18.30	0.93
CaO	0.17	21.29	9.26	5.48	1.42				53.95	54.45		54.38	33.11	4.41
Na ₂ O		0.26	5.72	7.53	5.91									5.17
K ₂ O			0.52	0.94	7.22				38.59			39.76		5.06
P ₂ O ₅														0.93
CO ₂										45.02			46.96	
Сумма	100.42	100.27	98.06		99.76	96.79	98.06	101.02	93.24	100.56	97.81	94.73	99.21	95.97
Миналы	74.5 Fo	Wo 43.6	An 51.2	An 67.4	An 6.9	Usp 19.1	Usp 64.6	Ilm 87.7		Cal 99.2	Usp 92.8		Cal 55.9	
	25.3 Fa	En 42.4	Ab 45.8	Ab 27.1	Ab 51.6	Spl 17.5	Spl 9.4	Gkl 11.1		Mgs 0.8	Spl 3.1		Mgs 43.0	
	0.2 Ter	Fs 14.0	Or 3.0	Or 5.5	Or 41.5	Mgt 28.5	Mgt 20.4	Pvf 1.2		Sd 0.0	Mgt 1.4		Sd 1.1	
						Chr 32.1	Chr 4.4				Chr 0.0			

Примечание. Минералы (надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего): Ol – оливин, Cpx – клинопироксен, Pl – плагиоклаз, Kfs – K-Na полевой шпат, Spl – шпинель, Ti-Mgt – титаномагнетит, Ilm – ильменит, Ap – апатит, Cal – кальцит, Dol – доломит, GM – основная масса (растворный анализ основной массы пород по площадкам размером до 500x1000 мкм). Фазы минералов: Вкр – вкрапления, Мкр – микролиты (Мкр* – среднее по микролитам основной массы пород и включениям в кальцитовый фазе), Вкл* – включения (здесь включения в оливинах), Инт* – интерстиции (здесь фазы карбонатного вещества и включения в них минералов в основной массе пород), Инт – интерстиции доломитового вещества в основной массе пород. Миналы (надстрочные символы): Fo – форстерит, Fa – фаялит, Ter – тефрит, Wo – воластонит, En – энстатит, Fs – ферросилит, An – анортит, Ab – альбит, Or – ортоклаз, Ilm – ильменит, Gkl – гейкелит, Pyf – пиррофанит, Cal – кальцит, Mgs – магнезит, Sd – сидерит, Usp – ульвошинель, Spl – шпинель, Mgt – магнетит, Chr – хромит. Fe₂O₃/FeO, CO₂ – рассчитаны по стехиометрии. Средние содержания других оксидов и летучих элементов в Pl* (BaO 0.27), Kfs (BaO 0.42), Ap (SrO 0.85, F 4.10, Cl 0.20), Ap* (SrO 0.80, F 3.60, Cl 0.17, SO₃ 0.35), Ti-Mgt (V₂O₃ 0.63), TiMgt* (V₂O₃ 0.28), Ilm (V₂O₃ 0.11 мас. %). Данные приведены по работе [Peregulov et al., 2020].

Таблица П 2.2. Средние составы минералов из базанитов и фонотефритов вулкана Бодь-уул (мас. %).

Минерал Фаза	Ol ⁶ Вкр	Ol ⁶ Вкр	Kfs ^{*3} Вкр	Lct ^{*2} Вкр	Ne ^{*5} Вкр	Spl ^{*9} Вкл [*]	Crpx ^{**14}	Ti-Mgt ^{**3} Мкр	Ilm ^{**6} Мкр	Ar ^{*2} Мкр [*]	Cal ⁴ Вкл [*]	Dol ⁴ Вкл [*]	Chl ⁶ Вкл [*]	Gm ² Растр
SiO ₂	38.79	38.96	65.70	54.86	47.02		51.11					3.05	35.2	48.28
TiO ₂						9.11	1.74	20.03	56.15			1.19	13.71	3.27
Al ₂ O ₃			19.05	21.78	29.66	4.74	2.03	0.67	0.38					15.24
Cr ₂ O ₃						20.29	0.29		0.44					
Fe ₂ O ₃	0.84	0.53	0.48	0.57	0.87	26.37	3.32	30.22	1.67					
FeO	16.77	16.78				38.06	4.56	44.63	35.41	0.41 [*]	0.94 [*]	1.35 [*]	15.3 [*]	6.32 [*]
MnO	0.34	0.41				0.55	0.32	0.63	0.65	0.42	1.59	0.38	0.33	
MgO	42.52	42.63				1.61	13.80	2.62	5.52	2.19	5.71	20.47	18.31	4.33
CaO	0.24	0.24	0.71				22.18			53.97	44.22	28.04	0.65	7.88
Na ₂ O			5.66		16.60		1.09			41.44	0.54		0.72	7.24
K ₂ O			9.07	22.79	3.62									3.67
P ₂ O ₅														1.71
NiO	0.48	0.45												
F										3.97				
CO ₂											44.19	47.04		
Сумма	99.98	100.01	100.6	99.99	97.76	100.73	100.43	98.80	100.22	99.37	97.64	101.52	84.22	97.92
Миналы	Fo 81.2	Fo 81.4	An 3.3	Ks 77.2	Ks 11.5	Usp 24.7	Wo 46.9	Usp 56.4	Ilm 78.0		Cal 83.	Cal 48.7		
	Fa 18.8	Fa 18.5	Ab 47.3	Ne 0.0	Ne 80.1	Spl 8.6	En 40.6	Spl 14.6	Gkl 20.6		Mgs 15.	Mgs 49.5		
	Тер 0.1	Тер 0.1	Or 49.4	Qtz 22.8	Qtz 8.4	Mgt 36.3 Chr 28.9	Fs 12.5	Mgt 42.1 Chr 0.0	Pyf 1.4		Sd 1.4	Sd 1.8		

Примечание. Минералы: Ol, Cal, Chl из базанитов (обр. БД-5100); Ol*, Lct* - лейцит, Ne* – нефелин, Spl*, Ar* из фонотефритов (обр. БД-5098); Crpx**, TiMgt** и Ilm** - среднее для базанитов и фонотефритов. Gm – основная масса базанитов (растровый анализ основной массы пород по площадкам размером до 150x150 мкм). Фазы минералов: Вкл* – включения в оливинах. FeO* - все Fe в виде FeO. Средние содержания других оксидов и летучих элементов в Kfs* (BaO 0.45), Spl* (ZnO 0.61, V₂O₃ 0.64), Ti-Mgt** (V₂O₃ 0.49), Ilm** (V₂O₃ 0.92 мас. %), Ar* (Cl 0.30), Dol (CuO 1.10, Cl 0.21 мас. %). Данные приведены по работе [Peregulov et al., 2020]. Другие обозначения приведены в таблице П 2.1.

**Таблица П 2.3. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов санидинов вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).**

№ обр.	U_85	U_86	U_87	U_90	U_96	U_97
Минерал	K-Na-Sa					
n*	5	6	4	4	8	8
SiO ₂	65.09	64.89	64.32	65.12	64.98	64.98
Al ₂ O ₃	19.44	19.51	19.48	19.47	19.50	19.46
Fe ₂ O ₃	0.06	н.о.	0.08	0.04	0.04	0.13
FeO	н.о.	0.07	н.о.	0.04	0.02	0.02
CaO	0.50	0.68	0.66	0.60	0.62	0.56
Na ₂ O	5.08	4.68	4.42	5.21	4.91	5.06
K ₂ O	8.69	9.08	9.39	8.40	8.82	8.65
BaO	0.33	0.34	0.48	0.31	0.34	0.33
SrO	0.96	1.04	1.03	0.95	1.05	1.00
Сумма	100.16	100.27	99.85	100.14	100.28	100.19
K	0.503	0.526	0.548	0.486	0.511	0.501
Na	0.447	0.412	0.392	0.458	0.432	0.446
Ca	0.024	0.033	0.032	0.029	0.030	0.027
Sr	0.025	0.027	0.027	0.025	0.028	0.026
Ba	0.006	0.006	0.009	0.006	0.006	0.006
A ¹	1.006	1.004	1.008	1.004	1.007	1.006
Si	2.953	2.948	2.942	2.952	2.949	2.949
Al	1.040	1.044	1.050	1.041	1.043	1.041
Fe ⁺³	0.002		0.003	0.001	0.002	0.004
Fe ⁺²		0.003		0.001	0.001	0.001
T ⁴	3.995	3.995	3.994	3.995	3.994	3.995
Катионы	5.001	4.999	5.002	4.999	5.000	5.001
Анионы	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Or	53.10	55.68	57.91	51.44	54.09	52.97
Ab	44.47	41.00	38.89	45.64	42.92	44.30
An	2.43	3.31	3.20	2.91	3.00	2.72

Примечание. K-Sa – калиевый санидин, K-Na-Sa – калий-натровый санидин. n= количество анализов. Миналы: Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит. EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия.

Окончание таблицы П 2.3

№ обр.	U_80	U_81	U_82	U_83	U_84	U_79
Минерал	K-Na-Sa					K-Sa
n*	8	10	11	10	8	12
SiO ₂	63.47	62.62	64.01	64.47	64.25	64.38
Al ₂ O ₃	19.07	19.05	19.15	19.34	19.54	18.86
Fe ₂ O ₃	0.08	0.06	0.05	0.05	0.06	0.18
FeO	0.04	0.01	0.01	0.03	н.о.	н.о.
CaO	0.63	0.75	0.58	0.66	0.77	0.19
Na ₂ O	4.85	4.25	5.33	5.15	3.99	2.03
K ₂ O	8.52	9.17	7.98	8.29	10.11	13.64
BaO	0.33	0.38	0.30	0.32	0.43	0.40
SrO	1.01	1.00	0.94	0.98	1.02	0.92
Сумма	97.99	97.29	98.35	99.28	100.17	100.61
K	0.505	0.549	0.469	0.483	0.589	0.801
Na	0.436	0.387	0.477	0.457	0.354	0.181
Ca	0.031	0.038	0.029	0.032	0.037	0.009
Sr	0.027	0.027	0.025	0.026	0.027	0.025
Ba	0.006	0.007	0.005	0.006	0.008	0.007
A ¹	1.005	1.008	1.005	1.004	1.015	1.023
Si	2.947	2.938	2.952	2.949	2.937	2.962
Al	1.044	1.053	1.041	1.042	1.053	1.023
Fe ⁺³	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.006
Fe ⁺²	0.002	0.001		0.001		
T ⁴	3.995	3.994	3.995	3.995	3.992	3.991
Катионы	5.000	5.002	5.000	4.999	5.007	5.014
Анионы	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Or	53.49	57.90	49.73	51.30	61.48	81.40
Ab	43.39	38.36	47.40	45.48	34.83	17.70
An	3.12	3.74	2.87	3.22	3.69	0.90

**Таблица П 2.4. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов санидинов вулкана Угуумур по данным XRF анализа (мас. %).**

№ обр.	U-1	U-6	U-7	U-11	U-16	U-19	U-22	U-26
Минерал	K-Na-Sa							
SiO₂	65.11	64.85	65.66	64.77	64.67	64.85	64.72	65.12
TiO₂	0.06	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.06	0.05
Al₂O₃	19.42	19.30	19.50	19.17	19.28	19.18	19.27	19.37
Fe₂O₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	0.71	0.65	0.66	0.59	0.65	0.66	0.65	0.67
Na₂O	5.09	5.14	5.86	5.82	5.10	6.35	4.74	4.92
K₂O	8.76	8.66	7.87	7.82	8.63	7.74	9.00	8.83
P₂O₅	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
BaO	0.28	0.29	0.22	0.21	0.29	0.22	0.31	0.31
SrO	0.31	0.30	0.27	0.27	0.33	0.26	0.32	0.32
Сумма	99.84	99.26	100.09	98.70	99.01	99.32	99.07	99.60
K	0.507	0.504	0.452	0.456	0.503	0.449	0.525	0.512
Na	0.448	0.454	0.512	0.516	0.452	0.560	0.420	0.433
Ca	0.035	0.032	0.032	0.029	0.032	0.032	0.032	0.032
Sr	0.008	0.008	0.007	0.007	0.009	0.007	0.008	0.008
Ba	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.006	0.006
P	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
A¹	1.003	1.004	1.007	1.012	1.002	1.053	0.992	0.992
Si	2.954	2.957	2.959	2.961	2.957	2.952	2.959	2.960
Ti	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002
Al	1.038	1.037	1.036	1.033	1.039	1.029	1.038	1.037
Fe⁺³								
Fe⁺²	0.003							
T⁴	3.998	3.996	3.996	3.995	3.997	3.983	4.000	3.999
Катионы	5.001	5.000	5.003	5.007	4.999	5.036	4.991	4.991
Анионы	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An	3.45	3.19	3.16	2.85	3.19	3.06	3.19	3.27
Ab	44.70	45.29	50.84	51.00	45.17	53.23	42.41	43.69
Or	51.85	51.52	46.00	46.16	51.65	43.71	54.40	53.05

Примечание. K-Sa – калиевый санидин, K-Na-Sa – калий-натровый санидин, n= количество анализов, XRF – рентгено флуоресцентный анализ. Миналы: Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит.

Продолжение таблицы П 2.4.

№ обр.	U-27	U-29	U-39	U-40	U-60	U-80	U-81	U-82
Минерал	K-Na-Sa							
SiO₂	65.67	65.09	64.93	66.14	65.30	65.30	65.02	65.31
TiO₂	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.04
Al₂O₃	19.40	19.42	19.31	19.55	19.46	19.43	19.37	19.31
Fe₂O₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	0.10	н.о.	0.09	н.о.	н.о.	н.о.	0.11	н.о.
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	0.60	0.66	0.69	0.64	0.71	0.70	0.88	0.66
Na₂O	5.56	5.11	5.46	6.12	5.66	5.32	4.98	5.87
K₂O	8.12	8.61	8.09	7.95	8.07	8.40	9.04	7.78
P₂O₅	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02
BaO	0.24	0.29	0.25	0.23	0.24	0.26	0.29	0.23
SrO	0.28	0.32	0.28	0.26	0.29	0.29	0.32	0.26
Сумма	100.02	99.55	99.15	100.93	99.80	99.76	100.10	99.47
K	0.468	0.499	0.470	0.454	0.466	0.486	0.523	0.450
Na	0.487	0.450	0.482	0.531	0.497	0.467	0.438	0.516
Ca	0.029	0.032	0.034	0.030	0.035	0.034	0.043	0.032
Sr	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.008	0.008	0.007
Ba	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004
P	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
A¹	0.995	0.995	0.998	1.026	1.010	1.000	1.018	1.009
Si	2.963	2.958	2.958	2.959	2.955	2.958	2.949	2.961
Ti	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.001
Al	1.032	1.040	1.037	1.030	1.038	1.037	1.036	1.032
Fe⁺³								
Fe⁺²	0.004		0.004				0.004	
T⁴	4.000	3.999	3.999	3.990	3.995	3.997	3.992	3.994
Катионы	4.996	4.995	4.998	5.016	5.005	4.997	5.010	5.004
Анионы	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An	2.93	3.22	3.37	2.96	3.42	3.40	4.21	3.19
Ab	48.92	45.25	48.31	51.76	49.23	46.76	43.02	51.12
Or	48.15	51.53	48.32	45.28	47.35	49.83	52.77	45.69

Окончание таблицы П 2.4.

№ обр.	U-83	U-84	U-87	U-90	U-96	U-97	U-79
Минерал	K-Na-Sa						K-Sa
SiO ₂	65.63	64.88	64.95	65.48	65.58	65.83	64.11
TiO ₂	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.06
Al ₂ O ₃	19.57	19.56	19.24	19.46	19.61	19.58	18.48
Fe ₂ O ₃	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	н.о.	н.о.	0.11	0.09	н.о.	н.о.	0.10
MnO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
MgO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
CaO	0.72	0.80	0.74	0.66	0.67	0.61	0.22
Na ₂ O	5.71	4.64	5.05	5.73	5.63	5.51	2.62
K ₂ O	8.05	9.67	9.18	8.02	8.45	8.33	13.03
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
BaO	0.24	0.32	0.34	0.24	0.27	0.25	0.29
SrO	0.28	0.32	0.35	0.27	0.30	0.29	0.22
Сумма	100.26	100.27	100.04	100.01	100.58	100.46	99.15
K	0.462	0.560	0.532	0.462	0.485	0.478	0.771
Na	0.499	0.408	0.445	0.502	0.491	0.481	0.236
Ca	0.035	0.039	0.036	0.032	0.032	0.029	0.011
Sr	0.007	0.008	0.009	0.007	0.008	0.008	0.006
Ba	0.004	0.006	0.006	0.004	0.005	0.004	0.005
P	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
A ¹	1.008	1.022	1.030	1.007	1.021	1.000	1.030
Si	2.955	2.944	2.952	2.957	2.951	2.959	2.974
Ti	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	1.039	1.046	1.031	1.036	1.040	1.038	1.011
Fe ⁺³							
Fe ⁺²			0.004	0.003			0.004
T ⁴	3.996	3.992	3.989	3.997	3.993	3.999	3.991
Катионы	5.003	5.014	5.018	5.005	5.014	4.999	5.021
Анионы	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
An	3.44	3.79	3.50	3.18	3.16	2.92	1.06
Ab	49.51	40.01	43.29	49.83	48.09	48.07	22.92
Or	47.06	56.20	53.21	46.99	48.75	49.00	76.03

**Таблица П 2.5. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов пироксена вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).**

№ обр.	U_3	U_6	U_7	U_9	U_10	U_11
n*	6	3	5	2	4	7
SiO₂	49.22	49.30	48.96	48.59	49.16	48.84
TiO₂	1.29	1.27	1.21	1.25	1.25	1.20
Al₂O₃	7.56	7.56	7.19	7.44	7.25	7.10
Fe₂O₃	3.05	3.23	3.38	3.29	3.09	2.90
FeO	13.20	13.99	14.14	13.88	14.43	14.15
MnO	0.17	0.15	0.10	0.17	0.18	0.12
MgO	7.33	6.44	6.51	6.36	6.25	6.57
CaO	15.08	14.91	14.81	14.67	14.89	14.69
Na₂O	3.08	3.32	3.19	3.25	3.25	3.17
Сумма	99.98	100.15	99.51	98.88	99.74	98.74
Ca	0.612	0.606	0.607	0.604	0.609	0.606
Na	0.226	0.244	0.237	0.242	0.241	0.236
Mg	0.162	0.150	0.156	0.154	0.150	0.158
M2¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.250	0.214	0.215	0.211	0.206	0.219
Fe⁺²	0.419	0.444	0.452	0.447	0.461	0.456
Fe⁺³	0.087	0.092	0.097	0.095	0.089	0.084
Mn	0.005	0.005	0.003	0.006	0.006	0.004
Ti	0.037	0.036	0.035	0.036	0.036	0.035
Al^{vi}	0.202	0.209	0.197	0.206	0.203	0.202
M1¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Si	1.864	1.871	1.873	1.869	1.877	1.880
Al^{iv}	0.136	0.129	0.127	0.131	0.123	0.120
Z²	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Катион	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Анион	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ae	10.25	10.73	11.42	11.13	10.33	9.88
Jd	16.71	17.97	16.65	17.46	18.01	18.19
Di	73.04	71.30	71.93	71.41	71.67	71.94

Примечание. n* количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Wo – волостонит, En –энстатит, Fs – ферросилит, Ae – егирин, Jd – жадеит, Di – диопсид.

Продолжение таблицы П 2.5.

№ обр.	U_12	U_13	U_14	U_15	U_16	U_17
n*	1	4	10	6	4	10
SiO₂	49.68	49.41	49.21	48.22	48.90	49.55
TiO₂	1.00	1.28	1.39	1.24	1.42	1.00
Al₂O₃	6.16	7.60	8.02	7.19	8.15	6.21
Fe₂O₃	3.32	3.18	2.78	2.96	3.00	3.45
FeO	16.53	13.99	13.24	14.01	13.11	15.36
MnO	0.18	0.10	0.11	0.14	0.11	0.14
MgO	6.14	6.46	6.82	6.40	6.64	6.48
CaO	14.30	14.99	15.25	14.58	15.04	14.96
Na₂O	3.09	3.33	3.24	3.13	3.33	3.00
Сумма	100.40	100.33	100.06	97.86	99.67	100.15
Ca	0.586	0.608	0.618	0.607	0.612	0.613
Na	0.229	0.244	0.238	0.236	0.245	0.222
Mg	0.185	0.148	0.144	0.157	0.143	0.165
M2¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.165	0.217	0.240	0.214	0.233	0.204
Fe⁺²	0.528	0.443	0.419	0.456	0.416	0.491
Fe⁺³	0.096	0.091	0.079	0.086	0.086	0.099
Mn	0.006	0.003	0.004	0.005	0.003	0.005
Ti	0.029	0.036	0.039	0.036	0.040	0.029
AL^{vi}	0.177	0.210	0.219	0.203	0.222	0.172
M1¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Si	1.899	1.871	1.861	1.874	1.857	1.893
AL^{iv}	0.101	0.129	0.139	0.126	0.143	0.107
Z²	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Катион	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Анион	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ae	11.61	10.52	9.13	10.15	9.89	11.75
Jd	16.50	18.12	18.65	17.85	18.70	14.89
Di	71.89	71.36	72.22	72.00	71.40	73.37

Окончание таблицы П 2.5.

№ обр.	U_18	U_19	U_20	U_22	U_24	U_25	U_26
n*	10	8	6	5	6	4	5
SiO₂	48.96	49.05	48.68	47.63	48.83	47.86	47.38
TiO₂	1.10	0.98	1.43	1.10	1.01	1.08	1.02
Al₂O₃	6.86	6.34	7.98	7.46	6.26	6.62	6.47
Fe₂O₃	3.19	3.41	3.33	1.95	3.83	3.22	2.91
FeO	14.86	15.68	12.60	14.42	15.46	14.41	14.62
MnO	0.15	0.16	0.13	0.08	0.16	0.14	0.10
MgO	6.25	6.06	6.79	6.23	6.18	5.96	6.09
CaO	14.40	14.36	15.19	13.82	14.48	14.14	14.02
Na₂O	3.22	3.13	3.28	3.15	3.04	3.22	3.03
Сумма	98.98	99.16	99.39	95.84	99.24	96.64	95.64
Ca	0.594	0.594	0.620	0.586	0.600	0.598	0.600
Na	0.241	0.235	0.242	0.242	0.228	0.246	0.234
Mg	0.165	0.171	0.138	0.172	0.173	0.156	0.166
M²⁺	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Mg	0.194	0.178	0.247	0.196	0.183	0.195	0.196
Fe⁺²	0.479	0.507	0.400	0.477	0.499	0.476	0.488
Fe⁺³	0.092	0.099	0.096	0.058	0.111	0.096	0.088
Mn	0.005	0.005	0.004	0.003	0.005	0.005	0.003
Ti	0.032	0.029	0.041	0.033	0.029	0.032	0.031
Al^{vi}	0.198	0.184	0.211	0.233	0.172	0.197	0.195
M¹⁺	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Si	1.887	1.895	1.853	1.885	1.886	1.889	1.890
Al^{iv}	0.113	0.105	0.147	0.115	0.114	0.111	0.110
Z²	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Катион	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Анион	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ас	10.94	11.90	10.96	6.93	13.30	11.23	10.37
Дд	17.90	16.40	17.12	22.29	14.23	17.95	17.71
Ди	71.16	71.69	71.93	70.78	72.47	70.83	71.92

**Таблица П 2.6. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов и ксенокристаллов граната вулкана Угуумур по данным EDS анализа
(мас. %).**

№ обр.	U_1	U_5	U_6_1	U_6_2	U_6_3	U_6_4
Фаза	Мегакристалл		Ксенокристалл			
n*	8	9	4	8	8	8
SiO ₂	36.60	36.97	40.46	40.58	41.56	41.20
TiO ₂	0.39	0.51	0.30	0.11	0.23	0.27
Al ₂ O ₃	20.45	20.55	23.16	23.01	23.20	22.80
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0.63	0.41	0.73	1.02
Fe ₂ O ₃	3.23	3.04	0.51	0.66	0.99	1.01
FeO	27.72	25.99	7.80	7.81	6.94	7.50
MnO	0.60	0.55	0.35	0.30	0.41	0.39
MgO	3.86	4.64	19.40	19.30	20.17	19.95
CaO	6.65	7.42	4.61	4.67	5.15	4.72
Na ₂ O	0.09	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	99.58	99.75	97.22	96.81	99.38	98.85
Ca	0.569	0.630	0.361	0.366	0.394	0.363
Fe ⁺²	1.853	1.721	0.476	0.478	0.414	0.451
Mn	0.041	0.037	0.021	0.019	0.025	0.024
Mg	0.460	0.547	2.112	2.110	2.145	2.139
X ³	2.922	2.935	2.971	2.973	2.977	2.977
Cr	0.000	0.008	0.037	0.024	0.041	0.058
Fe ⁺³	0.194	0.181	0.028	0.036	0.053	0.055
Ti	0.024	0.031	0.016	0.006	0.012	0.014
AL ^{vi}	1.851	1.845	1.948	1.961	1.916	1.896
Y ²	2.069	2.065	2.029	2.027	2.023	2.023
Si	2.925	2.927	2.954	2.974	2.965	2.963
AL ^{iv}	0.075	0.073	0.046	0.026	0.035	0.037
Z ³	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Катион	7.991	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Анион	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Alm	63.40	58.64	16.03	16.09	13.90	15.15
Prp	15.73	18.64	71.10	70.96	72.04	71.84
Grs	17.49	19.32	11.67	11.93	12.53	11.45
Sps	1.39	1.26	0.72	0.63	0.84	0.80
Uv		0.01	0.21	0.14	0.26	0.34
Adr	1.76	1.83	0.17	0.22	0.34	0.32
Ca-Ti Gt	0.22	0.31	0.10	0.03	0.08	0.09

Примечание. n* количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Alm – альмандин, Prp – пироп, Grs – гроссуляр, Sps – спессартин, Uv – уваровит, Adr – андрадит.

**Таблица П 2.7. Средние составы минеральных фаз в зонах преобразования
мегакристаллов граната по данным EDS анализа (мас. %).**

Минерал	Grt ^M	Grt ^N	Spl	Pl
n*	9	9	10	10
SiO ₂	36.97	43.30	2.33	44.31
TiO ₂	0.51	0.38	1.08	0.15
Al ₂ O ₃	20.55	7.62	50.87	34.59
Fe ₂ O ₃	3.04	3.50	4.27	0.69
FeO	25.99	33.44	36.43	0.91
MnO	0.55	0.86	0.39	0.03
MgO	4.64	8.70	3.99	н.о.
CaO	7.42	1.79	0.19	18.95
Na ₂ O	0.07	н.о.	0.00	0.26
Сумма	99.75	99.59	99.54	99.88
Миналы	58.64 ^{Alm}	64.16 ^{Alm}	17.71 ^{Spl}	97.62 ^{An}
	18.64 ^{Prp}	29.77 ^{Prp}	70.64 ^{Hc}	2.38 ^{Ab}
	19.32 ^{Grs}	3.32 ^{Grs}	8.26 ^{Mgt}	0.00 ^{Or}
	1.26 ^{Sps}	1.67 ^{Sps}	2.41 ^{Uspl}	
	0.01 ^{Uv}	0.00 ^{Uv}	0.98 ^{Glx}	
	1.83 ^{Adr}	0.97 ^{Adr}		
	0.31 ^{Ca-Ti Gt}	0.11 ^{Ca-Ti Gt}		

Примечание: Grt^M – зоны мегакристалла граната, не подвергнутого преобразованию, Grt^N – гранат в зонах преобразования мегакристалла, Spl – шпинель, Pl – плагиоклаз. n* - количество анализов. EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Mgt – магнетит, Uspl – ульвошпинель, Hc – герценит, Spl – шпинель, Glx – галаксит, Alm – альмандин, Prp – пироп, Grs – грассуляр, Sps – спессартин, Uv – уваровит, Adr – андрадит, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит.

Таблица П 2.8. Средние составы ксенокристаллов и минералов из перидотитов вулкана Угуумур (мас. %).

Фация	Перидотиты и ксенокристаллы									
Минерал	Ol ⁷	Orpx ⁸	Cpx ²¹	Grt ¹⁹	Grt* ⁴	Grt** ²	Spl ⁶	Spl* ³	Spl** ³	Cal* ⁴
SiO ₂	40.96	55.51	52.15	42.31	42.64	42.06				
TiO ₂			0.55	0.02	0.00	0.24		0.23	0.23	
Al ₂ O ₃		3.27	5.64	22.80	20.79	22.00	56.13	48.43	43.87	
Cr ₂ O ₃		0.27	0.80	0.95	1.23	2.09	9.68	16.71	22.98	
Fe ₂ O ₃	0.18	0.15	1.65	1.51	6.23	0.83	2.23	3.85	3.52	
FeO	10.29	7.39	1.39	7.00	2.89	6.38	9.47	9.92	13.13	3.41
MnO		0.17	0.03	0.44	0.43	0.18		0.15	0.17	0.11
MgO	48.53	32.43	15.52	20.60	25.63	20.62	19.93	18.93	17.01	0.59
CaO		0.60	20.89	5.02	1.56	5.62				50.18
Na ₂ O			1.50							
K ₂ O										
NiO	0.53						0.28	0.36	0.16	
CO ₂										
Сумма	100.49	99.79	100.12	100.66	101.39	100.00	98.02	98.57	101.07	45.63
Миналы	Fo 89.2	Wo 1.2	Wo 46.7	Pp 72.6	Pp 89.8	Pp 72.8	Usp 0.0	Usp 0.5	Usp 0.5	Cal 93.4
	Fa 10.8	En 87.2	En 48.2	Alm 13.8	Alm 5.4	Alm 12.6	Sp 78.3	Sp 76.8	Sp 69.6	Mgs 1.5
	Tf 0.0	Fs 11.6	Fs 5.1	Grs 11.9	Grs 3.2	Grs 13.0	Mgt 2.8	Mgt 3.9	Mgt 3.6	Sd 5.1
							Chr 10.1	Chr 18.0	Chr 24.9	

Примечание. Минералы: Grt – гранаты, Орх – ортопироксены. Ol, Орх, Grt, Spl – составы породообразующих минералов ксенолитов перидотитов. Grt* – гранаты краевых реакционных зон из перидотитов, Grt** – ксенокристаллы граната из лав, Sp – шпинели Spl-перидотитов, Spl* – шпинели Grt-Sp перидотитов, Spl** – шпинели тонкокристиаллических межзерновых прожилков, Cal* – кальциты межзерновых реакционных зон. Миналы (надстрочные символы) рассчитаны по формульным единицам: Pgr – пироп, Alm – альмандин, Grs –grossулар. Другие обозначения приведены в таблице П 2.1. Маркированные содержания оксидов* приведены по данным ICP-MS анализа. Данные приведены по работе [Petrov et al., 2020].

Таблица П 2.9. Средние составы минералов Grt-содержащего пироксенита и полимиктовой магматической брекчии вулкана Угуумур (мас. %).

Порода	Грт-пироксенит							Брекчия			
Минерал	Cpx ⁵	Opx ¹	Grt ⁶	Grt* ²	Ilm ²	Spl ⁴	Amp ³	Dol ⁴	Ilm* ¹⁸	Ap* ¹⁰	Cal* ²³
SiO ₂	50.35	53.27	40.78	44.84			43.09		51.16		
TiO ₂	0.89				52.99	0.58	1.91				
Al ₂ O ₃	6.03	2.74	21.25	13.57	0.27	52.56	12.66		0.15		
Cr ₂ O ₃		0.29				0.22			0.00		
Fe ₂ O ₃	1.65	0.09	1.17	4.49	3.37	10.46	4.14		5.86		
FeO	3.59	12.75	13.86	15.84	33.34	21.14	2.76		39.14	0.91	0.77
MnO	0.00	0.00	0.26	0.88	0.93	0.38			0.21		0.18
MgO	13.59	28.31	14.80	20.03	7.50	11.98	16.90	20.93	3.73		0.33
CaO	21.52	0.38	6.16	0.92			11.69	30.69		51.86	51.84
Na ₂ O	1.21						2.46				
K ₂ O							1.31				
P ₂ O ₅							2.12			39.16	
H ₂ O*							1.83			3.80	
F											
CO ₂								46.94			41.71
Сумма	98.83	97.83	98.28	100.57	98.40	97.32	100.87	98.55	100.25	95.73	94.88
Миналы	Wo 48.5	Wo 0.76	Prp 54.5	Prp 66.6	Ilm 76.9	Usp 1.2		Cal 51.3	Ilm 86.6		Cal 95.0
	En 42.6	En 79.12	Alm 28.7	Alm 29.6	Gkl 21.6	Spl 50.4		Mgs 48.7	Gkl 13.0		Mgs 1.6
	Fs 8.9	Fs 20.12	Grs 15.7	Grs 1.8	Prf 1.5	Mgt 11.1		Sd 0.0	Prf 0.4		Sd 1.8
			Sps 0.5	Sps 1.7		Hc 36.1					Rdn 1.5

Примечание. Минералы: Amp – амфиболы (Mg-гастингсит). Grt* – гранаты краевых реакционных зон из пироксенитов. Брекчия – метакристаллы Ilm* и Ap*, Cal* – включения и прожилки кальцита в Ilm. Миналы (надстрочные символы) рассчитаны по формульным единицам: Sps – спессартин, Hc – герценит, Rdn – родонит. Средние содержания других оксидов в Ap (SrO 0.70 мас. %). Fe₂O₃/FeO и H₂O – рассчитаны по стехиометрии минералов. Другие обозначения приведены в таблице П 2.1.

**Таблица П 2.10. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов ильменита вулкана Угуумур по данным EDS анализа (мас. %).**

№ обр.	U_1	U_2	U_3	U_4	U_5	U_6
п*	8	4	8	4	9	4
TiO₂	49.65	49.69	50.22	49.76	50.86	49.79
Fe₂O₃	7.53	7.73	7.35	7.01	6.80	7.39
FeO	42.31	42.84	42.56	42.28	40.19	42.11
MnO	0.20	0.21	0.19	0.22	0.25	0.25
MgO	1.20	0.92	1.35	1.26	2.97	1.35
V₂O₃	0.29	0.28	0.34	0.54	0.45	0.31
Сумма	101.02	101.59	101.75	100.66	101.22	100.97
Ti	0.928	0.926	0.931	0.933	0.936	0.930
Fe⁺³	0.141	0.144	0.136	0.132	0.126	0.138
Fe⁺²	0.880	0.888	0.877	0.881	0.822	0.875
Mn	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005
Mg	0.044	0.034	0.049	0.047	0.108	0.050
V	0.006	0.006	0.007	0.011	0.009	0.006
Катионы	2.003	2.001	2.005	2.008	2.006	2.005
Анионы	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ilm	95.45	96.43	94.99	95.17	89.30	94.83
Gkl	4.14	3.17	4.64	4.40	10.22	4.68
Prf	0.40	0.40	0.37	0.43	0.48	0.49

Окончание таблицы П 2.10.

№ обр.	U_7	U_8	U_9	U_10	U_11	U_12
п*	4	6	9	4	4	6
TiO₂	48.96	49.84	50.15	50.44	49.85	49.98
Fe₂O₃	8.11	7.20	7.11	7.18	7.41	7.17
FeO	40.87	42.04	41.35	41.16	42.22	41.88
MnO	0.20	0.22	0.22	0.27	0.16	0.23
MgO	1.66	1.43	1.98	2.20	1.37	1.59
V₂O₃	н.о.	0.38	0.35	0.44	0.26	0.30
Сумма	99.80	100.79	100.93	101.36	101.08	100.99
Ti	0.923	0.932	0.933	0.933	0.930	0.932
Fe⁺³	0.153	0.135	0.132	0.133	0.138	0.134
Fe⁺²	0.857	0.874	0.855	0.846	0.876	0.868
Mn	0.004	0.005	0.005	0.006	0.003	0.005
Mg	0.062	0.053	0.073	0.081	0.051	0.059
V		0.008	0.007	0.009	0.005	0.006
Катионы	2.000	2.006	2.005	2.006	2.004	2.003
Анионы	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Ilm	93.85	94.59	92.72	91.91	94.95	94.04
Gkl	5.75	4.98	6.85	7.58	4.74	5.51
Prf	0.40	0.43	0.43	0.52	0.31	0.45

Примечание. п* - количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Ilm – ильменит, Gkl – гейкилит, Prf - пиррофанит.

Таблица П 2.11. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений магнетита в мегакристаллах ильменита по данным EDS анализа (мас. %).

№ обр.	U_1	U_2	U_3	U_5	U_9
n*	2	1	3	4	5
SiO₂	0.19	0.24	0.32	0.23	н.о.
TiO₂	11.19	19.32	20.75	5.50	28.08
Al₂O₃	3.68	1.10	2.41	5.87	3.16
Fe₂O₃	44.58	31.60	24.59	51.39	12.25
Cr₂O₃	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	н.о.
FeO	41.70	49.65	49.04	35.07	55.64
MnO	0.00	0.00	0.22	0.00	0.16
MgO	0.61	н.о.	0.72	1.50	1.42
CaO	н.о.	н.о.	0.20	н.о.	н.о.
CoO	0.46	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
ZnO	0.36	0.75	0.43	н.о.	н.о.
V₂O₃	0.20	н.о.	0.10	0.66	0.34
P₂O₅	н.о.	н.о.	0.09	н.о.	н.о.
Сумма	102.73	102.67	98.73	100.13	100.91
Si	0.007	0.009	0.012	0.008	
Ti	0.304	0.532	0.585	0.152	0.764
Al	0.157	0.048	0.107	0.253	0.134
Cr				0.004	
Fe⁺³	1.218	0.871	0.694	1.416	0.332
Fe⁺²	1.264	1.521	1.538	1.074	1.683
Mn		0	0.007		0.005
Mg	0.033		0.040	0.082	0.076
Ca			0.008		
Zn	0.010	0.020	0.012		
V	0.006		0.006	0.019	0.010
Катионы	2.998	3.000	3.008	3.007	3.004
Анионы	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Mgt	61.27	44.07	35.62	71.68	16.67
Uspl	30.80	53.54	59.01	15.33	76.58
Spl	3.30		4.04	8.30	7.65
Glx			0.69		0.50
Ghn	0.97	2.04	1.20		
Chr				0.19	

Примечание. n* - количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Mgt – магнетит, Uspl – ульвошпинель, Spl – шпинель, Glx – галаксит, Ghn – ганит, Chr – хромит.

**Таблица П 2.12. Представительные составы и кристаллохимические формулы
мегакристаллов слюды по данным EDS анализа (мас. %).**

№ обр.	U_3						
SiO₂	34.49	34.23	34.57	36.52	35.09	34.44	33.69
TiO₂	7.87	8.04	8.17	8.54	8.21	8.01	8.39
Al₂O₃	13.32	13.40	13.40	13.81	13.45	13.32	12.96
FeO	19.45	20.70	21.01	16.65	20.30	19.49	19.22
MnO	0.04	0.09	0.06	0.05	0.09	0.03	0.04
MgO	8.26	7.73	7.71	11.31	7.73	8.31	8.94
CaO	0.17	0.13	0.11	0.11	0.13	0.11	0.13
Na₂O	0.67	0.55	0.39	0.77	0.70	0.53	0.59
K₂O	8.19	8.67	8.63	8.44	8.37	8.49	8.26
BaO	0.75	0.69	0.49	0.50	0.39	0.60	0.73
H₂O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Сумма	97.21	98.23	98.54	100.70	98.46	97.33	96.95
K	0.821	0.868	0.859	0.803	0.829	0.851	0.832
Na	0.102	0.084	0.059	0.111	0.105	0.081	0.090
Ca	0.014	0.011	0.009	0.009	0.011	0.009	0.011
Ba	0.023	0.021	0.015	0.015	0.012	0.019	0.023
X₁	0.961	0.984	0.942	0.938	0.957	0.959	0.956
Mg	0.968	0.904	0.897	1.257	0.895	0.973	1.053
Fe⁺²	1.279	1.358	1.371	1.038	1.318	1.280	1.269
Mn	0.003	0.006	0.004	0.003	0.006	0.002	0.003
Al^{vi}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti^{vi}	0.410	0.399	0.410	0.416	0.435	0.410	0.365
Y₂₋₃	2.659	2.667	2.682	2.715	2.654	2.665	2.690
Si	2.711	2.685	2.698	2.724	2.725	2.705	2.661
Al^{iv}	1.234	1.239	1.233	1.214	1.231	1.233	1.206
Ti	0.055	0.076	0.070	0.063	0.044	0.063	0.133
Z₄	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
OH	2.097	2.093	2.082	1.990	2.072	2.095	2.107
Катионы	7.620	7.650	7.624	7.653	7.612	7.624	7.646
Анионы	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Ann	56.91	60.04	60.45	45.23	59.57	56.82	54.67
Phl	43.09	39.96	39.55	54.77	40.43	43.18	45.33

Продолжение таблицы П 2.12.

№ обр.	U_3						
SiO ₂	34.34	35.04	35.15	34.72	37.40	35.30	35.28
TiO ₂	8.07	8.26	8.32	8.22	8.26	8.26	8.24
Al ₂ O ₃	13.21	13.53	13.38	13.45	13.94	13.81	13.62
FeO	20.76	20.51	19.01	20.75	16.30	21.02	19.88
MnO	0.05	0.01	0.10	0.08	0.05	0.12	0.04
MgO	7.63	7.93	9.19	8.03	11.06	8.04	8.59
CaO	0.11	0.07	0.17	0.15	0.18	0.21	0.29
Na ₂ O	0.49	0.51	0.51	0.44	0.78	0.57	0.51
K ₂ O	8.54	8.59	8.47	8.44	8.36	8.24	8.19
BaO	0.54	0.50	0.49	0.44	0.68	0.57	0.56
H ₂ O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Сумма	97.74	98.95	98.79	98.72	101.01	100.14	99.20
K	0.857	0.849	0.833	0.837	0.790	0.805	0.803
Na	0.075	0.077	0.076	0.066	0.112	0.085	0.076
Ca	0.009	0.006	0.014	0.013	0.014	0.017	0.024
Ba	0.017	0.015	0.015	0.013	0.020	0.017	0.017
X₁	0.958	0.946	0.938	0.929	0.937	0.924	0.920
Mg	0.895	0.915	1.056	0.930	1.222	0.918	0.985
Fe ⁺²	1.366	1.328	1.225	1.348	1.010	1.346	1.278
Mn	0.003	0.001	0.007	0.005	0.003	0.008	0.003
AL ^{vi}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Tivi	0.404	0.429	0.405	0.409	0.450	0.425	0.423
Y₂₋₃	2.668	2.673	2.692	2.693	2.685	2.697	2.688
Si	2.701	2.713	2.708	2.698	2.772	2.703	2.712
AL ^{iv}	1.225	1.235	1.215	1.232	1.218	1.246	1.234
Ti	0.074	0.052	0.077	0.071	0.011	0.050	0.054
Z₄	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
ОН	2.099	2.066	2.056	2.073	1.977	2.043	2.051
Катионы	7.625	7.619	7.629	7.622	7.622	7.621	7.608
Анионы	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Ann	60.42	59.20	53.71	59.18	45.26	59.46	56.49
Phl	39.58	40.80	46.29	40.82	54.74	40.54	43.51

Окончание таблицы П 2.12.

№ обр.	U_3			U_1				
SiO ₂	36.09	34.81	34.29	33.78	33.74	34.59	34.96	35.56
TiO ₂	8.62	8.02	8.24	8.26	8.11	8.21	8.12	8.46
Al ₂ O ₃	13.51	13.47	13.30	12.96	12.98	13.28	13.42	13.77
FeO	16.34	20.28	19.98	20.73	20.48	19.97	20.79	19.12
MnO	0.05	0.06	0.10	0.12	0.08	н.о.	0.08	0.06
MgO	11.14	8.14	7.96	7.53	7.50	8.34	7.88	9.19
CaO	0.13	0.07	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Na ₂ O	0.77	0.54	0.47	0.42	н.о.	0.44	0.58	0.70
K ₂ O	8.42	8.52	8.60	8.65	8.56	8.73	8.47	8.60
BaO	0.55	0.60	0.37	0.39	0.60	0.49	0.60	0.66
H ₂ O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Сумма	99.62	98.51	97.31	96.84	96.05	98.05	98.90	100.12
K	0.810	0.846	0.863	0.877	0.873	0.870	0.839	0.835
Na	0.113	0.082	0.072	0.065		0.067	0.087	0.103
Ca	0.011	0.006						
Ba	0.016	0.018	0.011	0.012	0.019	0.015	0.018	0.020
X₁	0.949	0.951	0.946	0.954	0.892	0.951	0.944	0.958
Mg	1.252	0.944	0.933	0.892	0.894	0.971	0.912	1.043
Fe ⁺²	1.030	1.319	1.314	1.378	1.370	1.304	1.350	1.217
Mn	0.003	0.004	0.007	0.008	0.005		0.005	0.004
Al ^{vi}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti ^{vi}	0.410	0.412	0.417	0.393	0.410	0.406	0.415	0.425
Y₂₋₃	2.696	2.680	2.671	2.671	2.679	2.681	2.682	2.688
Si	2.721	2.708	2.697	2.685	2.699	2.701	2.714	2.706
Al ^{iv}	1.201	1.235	1.233	1.214	1.224	1.222	1.228	1.235
Ti	0.078	0.057	0.070	0.101	0.078	0.077	0.059	0.059
Z₄	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
ОН	2.012	2.076	2.099	2.121	2.134	2.084	2.071	2.030
Катионы	7.645	7.631	7.617	7.625	7.572	7.632	7.626	7.646
Анионы	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000	12.000
Ann	45.14	58.29	58.47	60.70	60.50	57.32	59.68	53.86
Phl	54.86	41.71	41.53	39.30	39.50	42.68	40.32	46.14

Примечание. FeO* - все Fe в виде FeO. Миналы: Phl – флогопит, Ann – аннит. H₂O* - принято как 4.0 мас. %.

Таблица П 2.13. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений магнетита в мегакристаллах слюды по данным EDS анализа (мас. %).

№ обр.	U_1			U_3	
SiO₂	0.24	2.05	0.60	0.34	0.56
TiO₂	20.93	25.20	26.57	22.69	23.85
Al₂O₃	3.97	2.87	3.59	3.70	2.23
Fe₂O₃	21.40	7.12	4.86	20.13	17.43
FeO	45.22	50.89	48.60	45.33	45.97
MnO	0.30	0.28	0.30	0.27	0.28
MgO	2.87	2.32	2.55	3.58	3.32
CaO	н.о.	0.11	0.38	0.04	0.04
Na₂O	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	0.16
K₂O	н.о.	н.о.	н.о.	0.13	0.13
Сумма	94.93	90.84	87.45	96.34	93.97
Si	0.009	0.081	0.025	0.013	0.021
Ti	0.597	0.747	0.815	0.633	0.686
Al	0.177	0.133	0.173	0.162	0.101
Fe⁺³	0.611	0.211	0.149	0.562	0.502
Fe⁺²	1.434	1.677	1.657	1.407	1.471
Mn	0.010	0.009	0.010	0.009	0.009
Mg	0.162	0.136	0.155	0.198	0.189
Ca		0.005	0.017	0.002	0.002
Na				0.009	0.012
K				0.006	0.006
Катионы	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Анионы	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Uspl	60.011	76.956	82.665	64.096	69.743
Mgt	31.072	16.178	8.585	27.715	25.149
Spl	16.309	14.041	15.723	20.043	19.241

Примечание. Миналы: Uspl – ульвошпинель, Mgt – магнетит, Spl – шпинель. Fe₂O₃/FeO – рассчитано по стехиометрии магнетита.

Таблица П 2.14. Представительные составы и кристаллохимические формулы включений хлорита в мегакристаллах слюды по данным EDS анализа (мас. %).

№ обр.	U_3						
SiO₂	32.18	32.28	31.71	31.13	31.88	32.92	32.60
TiO₂	6.97	5.44	5.80	6.21	7.16	7.47	7.34
Al₂O₃	12.89	13.53	13.34	13.47	12.49	12.24	12.49
FeO*	10.73	13.80	14.19	13.73	18.94	19.19	19.07
MnO	0.04	0.05	0.08	0.05	0.03	0.05	0.05
MgO	4.53	7.01	7.33	6.19	9.58	9.14	9.09
CaO	1.22	1.13	1.08	1.06	1.57	1.57	1.47
Na₂O	2.21	2.06	1.81	2.29	0.57	0.44	0.40
K₂O	1.59	2.30	2.30	2.28	1.48	1.72	2.36
BaO	0.07	0.38	0.27	0.42	0.18	0.36	0.15
Сумма	72.43	77.98	77.91	76.83	83.88	85.10	85.02
Fe⁺²	1.371	1.684	1.737	1.708	2.194	2.195	2.186
Mg	1.031	1.525	1.600	1.373	1.978	1.863	1.857
Mn	0.005	0.006	0.010	0.006	0.004	0.006	0.006
Ti	0.801	0.597	0.639	0.695	0.746	0.768	0.757
Ca	0.200	0.177	0.169	0.169	0.233	0.230	0.216
Na.	0.654	0.583	0.514	0.661	0.153	0.117	0.106
K	0.310	0.428	0.430	0.433	0.262	0.300	0.413
AL^{vi}	2.320	2.327	2.301	2.362	2.039	1.973	2.018
A	6.692	7.326	7.399	7.407	7.609	7.451	7.558
Si	4.915	4.710	4.642	4.632	4.416	4.502	4.468
T	4.915	4.710	4.642	4.632	4.416	4.502	4.468
Катионы	11.607	12.035	12.041	12.039	12.025	11.952	12.026
Анионы	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000	18.000

Примечание. FeO* - все Fe в виде FeO.

**Таблица П 2.15. Средние составы минеральных фаз в зонах преобразования
мегакристаллов слюды по данным EDS анализа (мас. %).**

Минерал	Bt^M	Chl	Mgt
n*	22	7	5
SiO₂	34.91	32.10	0.76
TiO₂	8.22	6.63	23.85
Al₂O₃	13.42	12.92	3.27
Fe₂O₃			14.19
FeO*	19.67	15.66	47.20
MnO	0.07	0.05	0.29
MgO	8.55	7.55	2.93
CaO	0.14	1.30	0.14
Na₂O	0.57	1.40	0.15
K₂O	8.47	2.00	0.13
BaO	0.55	0.26	н.о.
Сумма	94.58	79.88	92.90
Миналы	43.57 ^{Phl} 56.43 ^{Ann}		70.69 ^{Uspl} 21.74 ^{Mgt} 17.07 ^{Spl}

Примечание. Минералы: Bt^M – мегакристаллы Fe-биотита, Chl - хлорит, Mgt – магнетит. Миналы: Phl – флогопит, Ann – аннит, Sd – сидерофиллит, Uspl – ульвошпинель, Mgt – магнетит, Spl – шпинель. n – количество анализов. FeO* - суммарное железо. Fe₂O₃/FeO – рассчитано по стехиометрии магнетита. Расчет формул слюд выполнен на 12 анионов.

Таблица 2.16. Средние составы минералов зональных силикатно-карбонатных включений в оливинах из базанитов вулканического центра Бодь-уул (мас. %).

Минерал	Cal ⁵	Cal ²	Cal ⁴	Dol ⁴	Chl ⁶
Фаза	Вкл	Вкл	Вкл	Вкл	Вкл
SiO ₂				3.05	34.99
Al ₂ O ₃				1.19	13.37
FeO*	0.41	0.55	0.94	1.35	14.72
MnO	0.42	0.89	1.59	0.38	0.33
MgO	2.19	3.38	5.71	20.47	18.26
CaO	51.49	49.06	44.22	28.04	1.65
K ₂ O					0.66
P ₂ O ₅	0.72	0.59	0.54		
CO ₂	44.19	44.36	44.64	47.04	
H ₂ O					11.62
Сумма	99.33	98.67	97.99	99.28	95.60
Миналы	Cal 93.9 Mgs 5.5 Sd 0.6	Cal 90.5 Mgs 8.7 Sd 0.8	Cal 83.6 Mgs 15.0 Sd 1.4	Cal 48.7 Mgs 49.5 Sd 1.8	

Примечание. Минералы (надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего): Cal – кальцит, Dol – доломит, Chl – минералы хлорит-сметитовой группы (клинохлор-диабантит?). Фазы минералов: Вкл – включения (здесь включения в оливинах). Миналы (надстрочные символы): Cal – кальцит, Mgs – магнезит, Sd – сидерит. CO₂ и H₂O – рассчитаны по стехиометрии минералов. Средние содержания других оксидов и летучих элементов в доломитах (CuO 1.10, Cl 0.21 мас. %). FeO* - все Fe в виде FeO.

Таблица 2.17. Средние составы карбонатов из пород вулкана Угуумур (мас. %).

№ обр.	БД-4936	БД-4939	Spl-Lrz	Grt-Prx	БД-5093
Минерал	Cal ⁶	Dol ¹⁴	Cal ⁴	Dol ⁵	Cal ²³
FeO		0.34	3.41		0.77
MnO		0.60	0.11		0.18
MgO	0.35	18.32	0.59	20.93	0.33
CaO	54.48	33.35	50.18	30.69	51.84
CO ₂	44.93	47.02	45.63	46.94	41.71
Сумма	99.76	99.63	99.92	98.55	94.88
Миналы	Cal 99.1 Mgs 0.0 Sd 0.9	Cal 56.0 Mgs 42.8 Sd 1.2	Cal 93.4 Mgs 1.5 Sd 5.1	Cal 51.3 Mgs 48.7 Sd 0.0	Cal 96.0 Mgs 1.9 Sd 2.1

Примечание. Spl-Lrz – ксенолит шпинелевого лерцолита, Grt-Prx – ксенолит гранат-содержащего пироксенита, БД-5093 – магматическая полимиктовая брекчия с мегакристаллами ильменита, апатита и ксенолитами Spl-лерцолита в базальтоидном матриксе.

**Таблица П 3.1. Представительные составы пород вулкана Угуумур и смежных участков
лавого плато Тэсийнгольского ареала (мас. %).**

№ обр. БД-	4935	4936	5079	4939	5094	5082	5092	4938
N 49°	38'45.3"	38'45.3"	38'51.5"	38'08.1"	38'30.3"	38'01.7"	38'26.2"	38'08.1"
E 98°	05'13.0"	05'13.0"	03'23.2"	04'58.4"	04'30.7"	05'03.3"	04'46.1"	04'58.4"
Порода	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТА	ТА
SiO ₂	51.37	52.19	52.23	53.02	53.20	53.89	55.20	56.07
TiO ₂	2.44	2.48	2.57	2.50	2.46	2.58	2.53	2.86
Al ₂ O ₃	14.03	14.22	14.56	14.39	14.55	14.76	15.12	16.37
Fe ₂ O ₃	4.43	4.10	3.67	4.51	6.80	4.20	2.70	2.40
FeO	6.29	6.47	6.82	4.67	3.59	5.21	6.11	3.23
MnO	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.10	0.10	0.06
MgO	5.59	5.69	5.24	4.56	4.70	4.45	3.88	2.48
CaO	6.31	6.43	6.34	5.96	5.50	5.60	5.27	6.05
Na ₂ O	3.27	3.40	3.85	4.05	3.95	3.87	4.09	4.54
K ₂ O	3.50	3.56	3.31	3.67	3.75	3.71	3.90	4.20
P ₂ O ₅	0.81	0.83	0.79	0.86	0.88	0.85	0.83	0.95
LOI	1.92	1.23	1.16	1.67	0.93	1.19	0.64	0.81
Сумма	100.08	100.72	100.66	99.97	100.43	100.41	100.37	100.02
Mg#	49.3	50.1	48.0	48.4	46.5	47.0	44.8	45.1

Окончание таблицы П 3.1.

№ обр. БД-	5083	5084	5085	5086	5088	5087	5089	5090
N 49°	38'07.9"	38'10.9"	38'10.1"	38'10.1"	37'16.1"	37'01.3"	37'10.4"	37'05.9"
E 98°	04'58.5"	04'56.6"	04'53.5"	04'53.5"	09'28.3"	08'56.5"	09'23.0"	09'18.8"
Порода	ТА	ТА	ТА	ТА	ТАБ	ТАБ	ТАБ	ТАБ
SiO ₂	55.21	57.94	58.77	55.57	52.19	52.34	52.36	52.70
TiO ₂	2.71	2.02	2.82	2.13	2.60	2.58	2.53	2.56
Al ₂ O ₃	15.25	15.33	18.97	14.74	14.75	14.91	14.70	14.73
Fe ₂ O ₃	3.53	5.73	1.14	4.74	3.15	5.35	3.60	3.66
FeO	4.13	2.87	2.15	4.31	7.00	4.85	6.64	6.46
MnO	0.08	0.07	0.02	0.08	0.12	0.13	0.12	0.12
MgO	3.70	1.96	0.30	2.29	5.12	4.44	5.36	5.44
CaO	5.84	3.78	2.86	5.89	6.09	5.98	6.20	6.09
Na ₂ O	4.28	4.31	4.92	3.94	3.88	3.61	3.93	3.89
K ₂ O	3.90	4.81	5.42	4.14	3.33	3.59	3.11	3.39
P ₂ O ₅	0.91	0.65	0.93	0.69	0.88	0.89	0.90	0.87
LOI	1.02	0.82	1.46	2.02	1.21	1.60	1.15	0.84
Сумма	100.55	100.29	99.76	100.55	100.32	100.28	100.60	100.74
Mg#	47.6	30.4	14.4	32.4	48.2	45.2	49.3	49.9

Примечание. ТАБ – трахиандезибазальты, ТА – трахиандезиты вулкана Угуумур. Обр. № 4938-5086 – породы с признаками ассимиляции ксеногенного вещества. 5088-5090 – лавы смежного участка лавового плато Тэсийнгольского ареала.

Таблица П 3.2. Представительные составы пород вулкана Бодь-уул (мас. %).

№ обр. БД-	5150	5153	5148	1916	5100	5146	5147	5151	1915
N 49°	27'40.8"	27'15.8"	27'38.1"		27'40.0"	28'04.1"	27'38.1"	27'21.3"	
E 98°	35'39.3"	35'00.4"	35'45.2"		35'40.6"	35'31.1"	35'45.2"	35'31.1"	
Порода	БЗ	БЗ	БЗ	БЗ	БЗ	БЗ	БЗ	ФТ	ФТ
SiO ₂	44,14	44,63	44,80	44,87	45,20	45,63	45,86	46,63	46,47
TiO ₂	3.04	2.88	2.99	3.02	3.01	3.02	3.04	3.05	3.09
Al ₂ O ₃	12.39	12.60	12.58	12.66	12.46	12.75	12.97	13.14	13.00
Fe ₂ O ₃	4.03	5.17	4.81	5.00	4.22	11.74	5.38	3.62	3.42
FeO	7.16	5.48	6.16	5.94	7.00	н.о.	5.48	7.08	7.22
MnO	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15
MgO	8.83	8.82	8.29	8.29	9.61	8.13	7.44	7.19	7.58
CaO	7.70	7.75	7.76	7.47	7.62	7.47	7.28	7.22	7.34
Na ₂ O	4.25	4.79	4.60	4.27	4.05	4.17	4.54	4.54	3.89
K ₂ O	4.00	4.00	4.15	4.02	3.96	4.02	4.15	4.04	4.13
P ₂ O ₅	1.71	1.48	1.57	1.64	1.65	1.62	1.58	1.47	1.56
LOI	1.34	1.02	0.99	0.99	1.45	0.62	1.03	0.58	1.17
Сумма	98.72	98.77	98.84	98.32	100.38	99.31	98.89	98.70	99.03
Mg#	59.4	60.9	58.6	58.7	61.4	58.1	56.4	55.4	56.8

Окончание таблицы П 3.2.

№ обр. БД-	1917	5149	5098	5099	6218	5154	5103	5097	5102
N 49°		27'40.1"	27'39.6"	27'41.2"		28'05.3"	27'44.9"	27'20.5"	27'50.0"
E 98°		35'41.7"	35'29.8"	35'36.2"		35'29.9"	35'20.3"	34'48.3"	35'46.5"
Порода	ФТ	ФТ	ФТ	ФТ	ИЗМ	ИЗМ	ИЗМ	ИЗМ	ИЗМ
SiO ₂	47.15	47.13	47.71	48.01	43.99	44.25	44.68	45.10	45.49
TiO ₂	2.96	3.01	3.04	2.95	2.81	2.97	2.80	2.81	3.11
Al ₂ O ₃	13.13	13.18	13.56	13.30	12.51	12.51	12.73	12.87	12.63
Fe ₂ O ₃	3.68	4.21	5.05	3.08	4.43	4.13	4.31	3.35	7.93
FeO	6.82	6.37	5.75	7.54	5.98	6.46	6.11	7.00	3.77
MnO	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.19
MgO	7.57	7.57	7.58	7.77	8.91	8.21	9.18	9.77	8.01
CaO	7.18	7.14	7.24	7.17	8.26	7.70	8.22	7.94	7.74
Na ₂ O	3.94	4.55	4.25	3.93	3.79	3.87	3.67	3.76	4.86
K ₂ O	3.94	3.93	4.07	4.06	3.02	3.31	3.25	3.75	2.57
P ₂ O ₅	1.48	1.46	1.41	1.42	1.48	1.52	1.49	1.50	1.49
LOI	0.41	1.11	0.86	1.10	4.01	3.35	3.55	2.55	2.18
Сумма	98.40	99.79	100.66	100.49	95.33	95.07	96.58	98.00	97.79
Mg#	57.2	57.1	56.9	57.4	61.5	59.1	62.2	63.6	56.9

Примечание. БЗ – базаниты, ФТ – фонотефриты, ИЗМ – измененные породы.

Таблица П 3.3. Содержание редких элементов в породах вулкана Угуумур и смежных участков лавового плато Тэсийнгольского ареала (ppm).

№ обр.	БД-4935	БД-4936	БД-5079	БД-4939	БД-5094	БД-5082	БД-5092
Li	14	13	8	13	14	12	13
Be	2.10	2.20	2.09	2.45	2.72	1.87	2.24
Sc	14	14	15	13	13	13	12
V	164	152	164	135	140	134	116
Cr	115	110	106	104	106	85	64
Co	36	35	35	32	33	33	28
Ni	63	59	59	59	63	64	56
Cu	28	28	29	26	33	35	32
Zn	137	132	142	132	134	134	133
Ga	25.2	24.5	24.4	24.3	25.7	24.7	25.0
Ge	1.39	1.18	1.49	1.24	1.38	1.47	1.40
Rb	65	62	68	60	74	65	67
Sr	913	846	902	912	971	957	971
Y	21	20	22	22	21	21	22
Zr	234	221	240	262	274	271	274
Nb	49	46	49	55	54	54	59
Mo	2.0	1.6	1.4	1.5	1.6	1.0	1.3
Sn	2.9	2.8	3.1	3.4	3.6	3.7	3.8
Cs	0.52	0.63	0.55	0.42	0.89	0.24	0.20
Ba	787	713	788	610	670	641	662
La	28.4	27.2	30.5	31.2	32.5	33.5	36.7
Ce	68.0	64.7	70.0	72.5	75.6	77.5	82.6
Pr	9.53	8.95	9.76	10.08	10.34	10.51	11.09
Nd	41.8	38.2	41.0	42.5	43.5	43.7	45.5
Sm	8.85	8.24	8.84	8.94	9.40	9.53	9.58
Eu	2.53	2.34	2.58	2.38	2.73	2.75	2.76
Gd	6.82	6.49	7.25	6.84	7.35	7.56	7.49
Tb	0.93	0.87	0.95	0.97	0.96	1.00	0.99
Dy	4.65	4.48	4.97	4.91	4.79	4.89	4.89
Ho	0.80	0.74	0.84	0.83	0.81	0.83	0.83
Er	1.87	1.71	2.05	1.87	1.83	1.86	1.89
Tm	0.24	0.22	0.25	0.23	0.23	0.24	0.24
Yb	1.33	1.24	1.43	1.29	1.31	1.32	1.31
Lu	0.18	0.16	0.20	0.17	0.18	0.18	0.19
Hf	5.36	4.99	5.51	6.01	6.32	6.31	6.32
Ta	2.72	2.53	2.72	3.01	2.94	3.03	3.22
W	0.77	0.66	0.58	0.61	0.46	0.28	0.43
Pb	2.20	2.23	2.72	2.73	3.16	3.39	3.59
Th	1.86	1.70	1.72	1.60	2.00	1.97	2.00
U	0.49	0.48	0.54	0.31	0.54	0.26	0.34

Окончание таблицы П 3.3.

№ обр. БД-	БД-4938	БД-5083	БД-5086	БД-5088	БД-5087	БД-5089	БД-5090
Li	7	10	12	12	13	10	9
Be	1.65	2.05	2.58	2.67	2.45	2.51	2.57
Sc	14	14	13	14	14	14	14
V	114	144	123	147	144	147	145
Cr	93	101	95	105	101	103	104
Co	23	31	30	36	34	35	35
Ni	н.о.	66.57	60.90	60.55	63.46	60.92	59.24
Cu	25	38	32	33	31	30	33
Zn	133	143	137	141	143	134	140
Ga	24.4	25.1	32.2	25.7	24.9	24.8	24.9
Ge	1.18	1.44	1.61	1.43	1.43	1.46	1.42
Rb	58	69	97	112	67	170	132
Sr	867	1027	1011	1019	1000	1011	1016
Y	21	25	22	23	23	22	22
Zr	257	282	286	276	263	258	262
Nb	52	58	54	60	58	56	58
Mo	1.4	1.5	1.9	1.9	1.7	2.0	1.9
Sn	3.2	3.9	4.3	3.4	3.3	3.2	3.3
Cs	0.30	0.34	0.76	1.14	0.41	2.64	1.51
Ba	593	714	1007	732	743	730	755
La	30.2	37.0	37.7	33.4	32.2	32.4	32.8
Ce	70.2	84.2	87.4	76.3	73.3	73.4	75.6
Pr	9.65	11.63	12.03	10.43	10.16	10.18	10.34
Nd	41.3	48.3	50.8	44.3	43.0	42.8	44.1
Sm	8.80	10.31	11.11	9.54	9.22	9.25	9.28
Eu	2.53	2.97	3.27	2.77	2.73	2.67	2.76
Gd	6.83	8.35	8.76	7.65	7.65	7.49	7.64
Tb	0.95	1.11	1.15	1.02	1.00	0.99	0.99
Dy	4.70	5.52	5.30	5.06	5.01	4.88	4.98
Ho	0.81	0.95	0.84	0.86	0.87	0.84	0.84
Er	1.85	2.22	1.74	1.99	2.03	1.98	1.97
Tm	0.24	0.29	0.21	0.25	0.26	0.25	0.24
Yb	1.30	1.55	1.08	1.44	1.43	1.41	1.38
Lu	0.17	0.21	0.14	0.20	0.20	0.18	0.19
Hf	5.82	6.48	6.60	6.44	6.06	5.92	6.06
Ta	2.82	3.25	2.95	3.27	3.17	3.08	3.16
W	0.50	0.60	0.91	0.76	0.60	0.78	0.78
Pb	2.79	3.71	1.62	2.83	2.73	2.79	2.95
Th	1.56	2.10	1.53	2.16	2.05	2.10	2.12
U	0.31	0.43	0.54	0.66	0.60	0.63	0.64

Примечание см. в таблице П 3.2.

Таблица П 3.4. Содержание редких элементов в породах вулкана Бодь-уул (ppm).

№ обр. БД-	5150	5153	5148	1916	5100	5147	5151	1915
Li	12	11	13	11	12	12	12	12
Be	3.03	3.41	3.35	3.08	3.25	3.05	2.91	2.89
Sc	14	14	16	14	15	15	15	14
V	154	147	166	155	159	159	161	149
Cr	202	227	246	231	174	194	195	185
Co	44	43	45	41	48	41	41	38
Ni	186.53	191.13	218.34	188.62	224.18	171.23	157.33	162.20
Cu	48	80	61	44	56	93	55	44
Zn	139	169	146	141	149	173	144	135
Ga	22.2	22.3	24.1	22.5	24.5	23.6	23.5	24.1
Ge	1.18	1.14	1.27	1.19	1.40	1.25	1.29	1.20
Rb	80	85	79	79	82	81	82	79
Sr	1487	1473	1495	1436	1516	1386	1382	1369
Y	29	28	29	28	29	28	28	27
Zr	336	352	357	331	347	342	343	328
Nb	112	125	123	114	119	112	99	108
Mo	4.0	3.2	2.5	4.0	3.3	4.3	2.7	3.2
Sn	3.0	3.4	3.6	3.4	3.5	3.5	3.3	3.8
Cs	0.83	0.84	0.88	0.86	0.86	0.86	0.87	0.85
Ba	995	986	987	957	1060	963	975	951
La	64.4	59.8	61.0	58.3	67.5	58.5	57.4	56.7
Ce	139.4	127.1	131.4	127.4	146.3	126.2	123.3	124.0
Pr	17.96	16.26	16.98	16.60	18.64	16.53	16.28	16.21
Nd	72.3	67.7	69.7	67.9	76.9	68.1	66.9	66.2
Sm	14.25	13.49	13.91	13.63	14.86	13.47	13.21	12.99
Eu	4.06	3.86	4.02	3.84	4.23	3.88	3.84	3.70
Gd	10.95	10.51	10.94	10.52	11.35	10.48	10.52	10.21
Tb	1.38	1.33	1.38	1.34	1.44	1.35	1.33	1.29
Dy	6.56	6.37	6.63	6.43	6.97	6.36	6.50	6.21
Ho	1.07	1.04	1.09	1.06	1.13	1.07	1.08	1.05
Er	2.43	2.34	2.45	2.37	2.55	2.40	2.41	2.33
Tm	0.28	0.28	0.30	0.28	0.31	0.29	0.29	0.29
Yb	1.70	1.61	1.68	1.59	1.73	1.62	1.63	1.59
Lu	0.21	0.21	0.22	0.21	0.23	0.22	0.23	0.20
Hf	7.26	7.64	7.74	7.15	7.48	7.43	7.42	7.17
Ta	6.07	6.73	6.67	6.10	6.42	6.12	5.01	5.89
W	2.27	1.95	1.23	1.95	1.97	1.90	1.56	1.46
Pb	1.31	3.45	3.19	2.35	2.75	4.07	2.72	2.44
Th	3.11	3.64	3.60	3.20	3.32	3.04	3.09	3.04
U	0.96	1.05	1.14	0.99	1.00	0.88	0.99	0.85

Окончание таблицы П 3.4.

№ обр. БД-	1917	5149	5098	5099	6218	5154	5097	5102
Li	13	12	11	13	13	13	12	12
Be	2.80	2.74	2.99	3.22	3.43	3.38	3.49	3.34
Sc	14	15	14	16	15	16	16	15
V	155	158	150	166	149	168	156	167
Cr	173	182	174	167	232	233	206	168
Co	39	41	38	43	43	45	45	49
Ni	158.80	168.63	158.66	187.34	207.87	198.55	222.24	213.23
Cu	38	52	51	50	50	54	56	57
Zn	135	140	133	149	136	165	142	149
Ga	22.2	23.3	23.9	24.9	23.0	24.3	24.5	24.6
Ge	1.13	1.28	1.38	1.49	1.18	1.39	1.36	1.42
Rb	76	80	75	82	56	69	79	53
Sr	1272	1335	1340	1430	1482	1587	1526	1429
Y	26	27	27	27	28	30	28	29
Zr	336	326	330	347	361	361	361	349
Nb	115	105	108	113	124	124	129	119
Mo	3.3	3.9	2.5	3.4	2.1	2.1	3.4	3.6
Sn	3.2	3.1	3.2	3.5	3.4	3.7	3.6	3.6
Cs	0.86	0.87	0.84	0.94	0.92	0.95	0.87	0.82
Ba	905	937	955	1015	952	1043	995	1073
La	54.9	55.0	55.9	60.2	59.6	63.9	62.6	67.1
Ce	119.7	118.7	121.4	129.6	128.5	138.3	134.6	144.8
Pr	15.13	15.51	15.75	17.02	16.44	18.16	17.11	18.52
Nd	62.5	63.7	64.2	69.3	67.3	73.6	71.3	75.9
Sm	12.82	12.84	13.04	13.86	13.23	14.90	14.09	14.86
Eu	3.48	3.63	3.68	3.93	3.86	4.22	4.04	4.16
Gd	9.77	10.13	10.21	10.88	10.39	11.61	11.11	11.38
Tb	1.22	1.29	1.29	1.38	1.32	1.47	1.40	1.43
Dy	6.31	6.51	6.30	6.67	6.38	7.10	6.65	6.84
Ho	1.05	1.07	1.04	1.11	1.06	1.15	1.09	1.11
Er	2.36	2.35	2.33	2.54	2.41	2.62	2.49	2.49
Tm	0.28	0.29	0.28	0.31	0.30	0.32	0.30	0.31
Yb	1.56	1.61	1.61	1.61	1.67	1.72	1.70	1.69
Lu	0.21	0.21	0.22	0.23	0.23	0.24	0.23	0.22
Hf	7.14	7.09	7.23	7.50	7.87	7.83	7.84	7.57
Ta	6.32	5.66	5.86	6.22	6.82	6.61	6.82	6.38
W	1.35	2.08	1.27	1.60	0.58	0.75	1.78	1.73
Pb	2.91	2.94	2.60	2.87	3.82	3.40	3.35	1.58
Th	3.14	3.06	3.09	3.34	3.85	3.38	3.88	3.37
U	0.90	0.90	0.91	1.00	1.10	0.99	1.12	1.05

Примечания см. в таблице 3.5.

Таблица П 3.5. Средние составы мегакристаллов вулканического центра Угуумур.

Мегакристы	Sa ⁸	Cpx ¹¹	Grt ⁶	Ilm ²	Мегакристы	Kfs ⁸	Cpx ³	Grt ⁶	Ilm ²
SiO ₂ , мас. %	65.35	48.98	37.41		Y	0.47	13.09	132.96	0.90
TiO ₂	0.08	1.31	0.47	49.53	Zr	2.07	109	34.09	152
Al ₂ O ₃	19.41	7.77	20.49	0.58	Nb	0.19	0.93	0.86	211
Fe ₂ O ₃	0.25	0.98	2.80	5.77	Mo	0.02	0.11	0.12	6.50
FeO	0.00	15.20	28.09	41.82	Sn	0.25	2.21	0.35	3.64
MnO	0.002	0.14	0.61	0.17	Cs	0.16	0.07	0.19	0.01
MgO	0.03	6.50	3.58	1.05	Ba	2299	38.9	46.1	7.39
CaO	0.68	14.65	6.82	0.16	La	1.23	5.13	1.44	0.77
Na ₂ O	5.49	2.97	0.22	0.03	Ce	1.72	19.92	3.67	1.43
K ₂ O	7.88	0.14	0.15	0.01	Pr	0.15	3.98	0.73	0.18
P ₂ O ₅	0.02	0.07	0.06	0.01	Nd	0.49	22.60	6.10	0.75
Сумма	99.19	98.71	100.70	99.42	Sm	0.09	7.20	6.12	0.19
Миналы	Or 46.9	Di 73.19	Alm 64.1	Ilm 95.8	Eu	1.34	2.19	2.98	0.06
	Ab 49.7	Jd 23.39	Grs 18.1	Gkl 3.8	Gd	0.10	6.17	14.93	0.24
	An 3.4	Ae 3.42	Prp 14.6	Prf 0.4	Tb	0.01	0.89	3.39	0.03
Li, ppm	5.97	13.6	1.07	1.43	Dy	0.08	4.16	25.88	0.21
Be	0.24	0.85	0.14	0.03	Ho	0.02	0.55	5.13	0.04
Sc	0.29	16.2	14.2	3.89	Er	0.05	0.94	11.70	0.10
V	1.52	124	33.8	118	Tm	0.01	0.09	1.24	0.01
Cr	0.20	0.75	0.47	2.35	Yb	0.05	0.45	5.63	0.11
Co	0.33	48.5	42.5	103	Lu	0.01	0.05	0.57	0.01
Ni	0.30	12.9	4.16	25.2	Hf	0.05	4.16	1.00	3.18
Cu	1.93	7.39	5.61	100	Ta	0.09	0.07	0.10	6.45
Zn	3.28	219	145	698	W	0.05	0.05	0.11	0.29
Ga	21.0	26.1	16.3	10.6	Tl	0.07	0.03	0.04	0.01
Ge	0.55	1.49	2.98	0.64	Pb	0.91	0.45	0.58	0.13
Rb	60.4	1.8	2.8	0.5	Th	0.05	0.16	0.28	0.07
Sr	2301	197	9.17	5.24	U	0.02	0.06	0.08	0.04

Примечание. Sa – K-Na санидины, Cpx – Ca-Na пироксены, Grt – гранаты, Ilm – ильмениты. Надстрочные значения – количество анализов для подсчета среднего. Данные приведены по работе [Perepelov et al., 2020].

**Таблица П 3.6. Содержание редких элементов в мегакристаллах пироксена вулкана
Угуумур по данным LA-ICP-MS анализа (ppm).**

№ обр.	U_3	U_6	U_7	U_9	U_10	U_11	U_12	U_13	U_14
n*	2	2	1	2	1	2	2	1	1
Li	13	13	13	13	14	13	17	12	11
Sc	16	16	16	16	17	16	15	16	17
V	90	104	105	103	101	110	53	106	154
Cr	1	н.о.	н.о.	1	1	1	1	1	1
Co	49	49	51	49	53	52	49	50	51
Ni	13	12	13	12	22	14	19	11	11
Cu	1.6	4.4	1.9	2.3	7.4	3.2	1.7	1.9	1.9
Zn	331	333	345	337	364	345	403	343	295
Ga	26.1	27.1	27.5	27.1	28.0	26.9	25.4	27.4	27.3
Sr	203.2	210.4	215.5	208.7	224.2	207.0	177.7	219.8	220.0
Y	11	12	12	12	12	12	12	12	11
Zr	115	117	116	117	125	114	129	118	99
Nb	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
Sn	2.1	2.1	2.0	2.1	2.2	2.0	2.0	2.0	1.9
Cs	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ba	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	0.1
La	4.4	4.5	4.5	4.5	4.9	4.4	5.5	4.7	3.8
Ce	19.5	19.9	19.9	19.7	20.8	19.5	24.5	20.6	16.5
Pr	4.02	4.20	4.16	4.11	4.38	4.01	5.09	4.22	3.46
Nd	24.3	25.3	24.8	24.7	26.6	24.4	30.7	26.1	22.4
Sm	7.63	7.92	7.76	8.08	8.37	7.59	8.98	8.56	7.28
Eu	2.42	2.37	2.48	2.41	2.53	2.34	2.72	2.39	2.27
Gd	6.94	7.11	7.25	7.08	7.39	7.01	8.31	7.20	6.44
Tb	0.85	0.94	0.92	0.92	0.99	0.93	1.03	0.94	0.85
Dy	3.90	4.16	4.20	4.04	4.09	4.21	4.49	4.13	3.95
Ho	0.50	0.52	0.55	0.52	0.54	0.50	0.55	0.54	0.51
Er	0.78	0.82	0.81	0.79	0.85	0.84	0.82	0.79	0.83
Tm	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.08
Yb	0.24	0.28	0.27	0.24	0.28	0.30	0.26	0.25	0.25
Lu	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	н.о.	н.о.
Hf	4.68	4.79	4.67	4.71	5.08	4.52	5.16	4.68	4.14
Ta	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Pb	н.о.	0.1	н.о.	н.о.	0.1	н.о.	0.1	н.о.	0.1
Th	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	н.о.	0.01	н.о.	н.о.
U	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	0.00	н.о.	н.о.

Окончание таблицы П 3.6.

№ обр.	U_15	U_16	U_17	U_18	U_19	U_20	U_22	U_24	U_25	U_26
n*	1	2	2	4	2	2	1	1	1	1
Li	12	10	11	13	16	10	13	15	15	14
Sc	16	17	15	15	15	17	16	15	15	15
V	115	160	66	72	63	172	91	64	65	78
Cr	н.о.	298	1	н.о.	н.о.	1	н.о.	11	10	2
Co	51	50	49	51	51	53	52	50	50	50
Ni	14	19	14	13	15	11	14	13	9	15
Cu	2.0	2.4	0.5	2.0	2.0	2.1	2.0	1.8	1.7	2.0
Zn	338	287	373	360	398	271	348	403	388	373
Ga	26.8	25.9	25.9	27.4	27.2	26.9	26.9	26.4	26.7	26.2
Sr	211.2	202.9	177.1	205.4	201.3	211.6	207.5	193.4	205.2	197.5
Y	12	11	11	12	13	11	12	12	12	12
Zr	111	94	126	133	138	91	122	136	137	124
Nb	0.4	0.3	0.4	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4
Sn	1.8	1.8	2.0	2.1	2.1	1.9	2.0	2.1	2.1	2.0
Cs	н.о.	0.01	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.01	н.о.
Ba	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	н.о.
La	4.4	3.6	5.1	5.3	5.9	3.6	5.0	5.5	5.6	4.9
Ce	19.5	15.9	22.1	23.5	25.3	15.9	22.0	24.2	24.7	22.0
Pr	4.15	3.46	4.67	4.82	5.15	3.28	4.31	4.91	5.12	4.57
Nd	24.2	21.1	27.9	28.5	31.7	20.7	26.4	28.7	29.8	27.7
Sm	8.29	6.73	8.54	8.98	9.63	6.67	8.43	8.82	9.12	8.28
Eu	2.42	2.14	2.53	2.73	2.84	2.18	2.56	2.73	2.66	2.54
Gd	7.25	6.28	7.49	7.86	8.28	6.38	7.65	7.78	8.25	7.47
Tb	0.90	0.82	0.95	0.99	1.11	0.81	0.93	1.02	1.05	0.91
Dy	4.30	3.89	4.18	4.26	4.62	3.93	4.23	4.27	4.21	4.09
Ho	0.53	0.51	0.48	0.52	0.56	0.48	0.53	0.53	0.57	0.52
Er	0.81	0.83	0.75	0.79	0.88	0.83	0.87	0.82	0.85	0.86
Tm	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06
Yb	0.32	0.25	0.24	0.26	0.27	0.28	0.26	0.26	0.21	0.24
Lu	н.о.	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Hf	4.49	3.88	5.08	5.24	5.51	3.74	4.92	5.33	5.47	4.95
Ta	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03
Pb	0.1	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.1	0.1	н.о.
Th	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01	н.о.	0.01	0.01	0.01	н.о.
U	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	0.01	н.о.

Примечание. н.о. – ниже предела обнаружения.

**Таблица П 3.7. Содержание редких элементов в мегакристаллах граната вулкана Угуумур
по данным LA-ICP-MS анализа (ppm).**

№ обр.	U_1	U_5	U_6_1	U_6_2	U_6_3	U_6_4
n*	2	2	1	2	2	2
Sc	14	18	95	79	112	83
V	26	59	84	87	95	93
Cr	1	1	3957	1752	3831	6068
Co	47	53	41	48	39	42
Ni	1	1	39	42	42	48
Cu	0.1	0.1	0.1	н.о.	0.1	0.1
Zn	230	206	14	18	11	15
Ga	16.9	16.5	4.5	5.2	3.7	5.2
Sr	0.6	1.0	0.1	н.о.	0.1	0.1
Y	140	126	26	23	27	41
Zr	25	25	31	20	29	24
Sn	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	0.3
Cs	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.
La	0.1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ce	0.7	0.7	н.о.	н.о.	н.о.	0.1
Pr	0.38	0.36	0.01	0.03	0.02	0.02
Nd	5.4	4.8	0.4	0.2	0.3	0.3
Sm	6.65	5.84	0.52	0.57	0.52	0.52
Eu	3.43	3.15	0.38	0.40	0.41	0.37
Gd	18.12	15.50	1.81	1.83	1.95	2.19
Tb	4.18	3.55	0.46	0.45	0.49	0.61
Dy	29.62	25.71	3.90	3.68	4.15	5.71
Ho	5.74	5.10	0.98	0.89	1.04	1.54
Er	12.63	12.08	3.02	2.90	3.38	5.38
Tm	1.32	1.29	0.47	0.43	0.51	0.81
Yb	6.21	6.35	3.60	2.98	3.80	6.26
Lu	0.55	0.59	0.51	0.44	0.56	0.93
Hf	0.38	0.44	0.65	0.38	0.51	0.39
Th	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.
U	н.о.	н.о.	н.о.	0.01	н.о.	н.о.

Примечание. н.о. – ниже предела обнаружения.

**Таблица П 5.1. Представительные составы Са-пироксена из зон преобразования
мегакристаллов пироксена по данным EDS анализа (мас. %).**

Обр. №	U_3	U_6	U_7	U_11	U_12	U_13	U_17	U_18
n*	1	2	2	3	1	2	5	3
SiO₂	48.52	49.38	51.17	48.62	48.73	48.91	50.21	48.66
TiO₂	0.72	0.90	0.72	0.87	0.47	1.06	0.64	0.65
Al₂O₃	2.38	2.96	2.68	2.79	1.97	3.37	2.38	2.20
Fe₂O₃	2.34	4.33	2.74	3.30	3.26	3.16	3.55	2.76
FeO	12.55	12.14	13.47	12.94	14.63	13.58	13.53	13.59
MnO	0.15	0.10	0.17	0.16	0.15	0.16	0.17	0.15
MgO	9.77	10.02	10.44	9.75	9.04	9.52	9.81	9.58
CaO	20.44	20.57	20.74	20.00	19.16	19.94	20.36	19.69
Na₂O	0.51	0.74	0.65	0.61	0.70	0.69	0.72	0.59
Сумма	97.37	101.11	102.75	99.04	98.12	100.37	101.36	97.89
Ca	0.861	0.836	0.828	0.831	0.808	0.818	0.827	0.829
Na	0.039	0.054	0.047	0.046	0.053	0.051	0.053	0.045
Fe⁺²	0.095	0.107	0.120	0.118	0.133	0.126	0.114	0.122
Mn.	0.005	0.003	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
M2¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Fe⁺²	0.318	0.278	0.300	0.302	0.349	0.309	0.315	0.325
Mg	0.573	0.567	0.580	0.564	0.531	0.544	0.555	0.561
Fe⁺³	0.069	0.124	0.077	0.096	0.097	0.091	0.101	0.082
Ti	0.021	0.026	0.020	0.025	0.014	0.030	0.018	0.019
AL^{vi}	0.019	0.006	0.024	0.013	0.010	0.026	0.011	0.013
M1¹	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Si	1.908	1.873	1.906	1.886	1.919	1.873	1.904	1.911
AL^{iv}	0.092	0.127	0.094	0.114	0.081	0.127	0.096	0.089
T²	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Катионы	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Анионы	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Wo	44.84	43.67	43.35	43.36	42.05	43.21	43.14	43.10
En	29.82	29.59	30.36	29.42	27.60	28.72	28.92	29.18
Fs	25.34	26.74	26.29	27.22	30.35	28.07	27.94	27.72

Примечание. n* - количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Wo – волостонит, En –энстатит, Fs – ферросилит.

Таблица П 5.2. Представительные составы и кристаллохимические формулы магнетита из зон преобразования мегакристаллов пироксена по данным EDS анализа (мас. %).

Обр. №	U_3	U_6	U_7	U_17
n*	2	3	3	6
SiO₂	1.73	1.29	0.79	1.01
TiO₂	13.59	11.79	12.13	9.74
Al₂O₃	4.21	3.59	3.65	3.02
Fe₂O₃	32.35	38.57	39.28	43.42
FeO	43.68	41.68	43.00	39.71
MnO	0.19	0.23	0.31	0.07
MgO	0.66	0.81	0.14	0.52
CaO	0.82	0.68	0.35	0.70
V₂O₃	н.о.	0.12	0.14	0.06
Сумма	97.21	98.76	99.79	98.25
Si	0.065	0.048	0.030	0.000
Ti	0.384	0.331	0.339	0.277
Al	0.186	0.158	0.160	0.134
Fe+3	0.915	1.081	1.099	1.234
Fe+2	1.373	1.300	1.337	1.255
Mn	0.006	0.007	0.010	0.002
Mg	0.037	0.044	0.008	0.029
Ca	0.033	0.027	0.014	0.028
V		0.004	0.004	0.001
Катионы	3.000	3.000	3.000	2.962
Mgt	50.49	57.75	57.25	64.63
Uspl	39.85	34.11	34.60	28.47
Hc	5.22	2.82	6.35	3.65
Spl	3.84	4.57	0.81	3.03
Glх	0.61	0.75	0.98	0.22

Примечание. n* - количество анализов, EDS – энергодисперсионная рентгеновская спектроскопия. Миналы: Mgt – магнетит, Uspl – ульвошпинель, Spl – шпинель, Glх – галаксит, Hc – герценит.

Таблица П 6.1. Результаты определения содержания Sr, Rb, Sm и Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Обр. №	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	εNd(i)	T _{2DM} (Ma)
Вулкан Угуумур												
БД-4935	65	922	0.70475	2	0.70471	8.7	40.0	0.512132	5	0.512121	-9.77	1660
БД-4936	64	919	0.70468	4	0.70464	8.4	39.0	0.512126	5	0.512115	-9.88	1670
БД-4939	65	962	0.70462	2	0.70459	9.2	42.9	0.512235	6	0.512224	-7.75	1490
БД-4938	70	1043	0.70457	3	0.70454	10.4	49.2	0.512229	6	0.512218	-7.87	1500
БД-5090	132	1016	0.70492	2	0.70485	9.3	44.1	0.512172	9	0.512162	-8.88	1590
Вулкан Бодь-уул												
БД-5097	79	1526	0.70447	2	0.70443	14.1	71.3	0.512385	6	0.512372	-4.77	1250
БД-5098	75	1340	0.70467	1	0.70463	13.0	64.2	0.512266	14	0.512252	-7.10	1440
БД-5099	85	1430	0.70471	1	0.70467	13.9	69.3	0.512289	9	0.512276	-6.64	1400
БД-5100	82	1516	0.70447	2	0.70443	14.9	76.9	0.512241	12	0.512228	-7.57	1480

Примечание. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – измеренные отношения; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ величины отношений с коррекцией на возраст пород (12.5 млн лет для вулкана Угуумур и 17 млн лет для вулкана Бодь-уул; εNd рассчитаны с использованием современных значений для хондритового резервуара $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$ (CHUR). Модельный возраст по Nd рассчитан на основе двухстадийной модели (T_{2DM}) по [Faure, 1986]. Все приведенные ошибки для изотопных отношений (2σ) применимы к последним значениям отношений. Содержание Rb, Sr, Sm, Nd, U, Th и Pb даны в ppm. Породы вулкана Угуумур: БД-4935, БД-4936, БД-4939, БД-5090 - трахиандезиты; БД-4938 - трахиандезит. Породы вулкана Бодь-уул: БД-5097, БД-5100 = базаниты, БД-5098, БД-5099 – фанотекриты. Данные приведены по работе [Petrov et al., 2020].

Таблица П 6.2. Результаты определения содержания свинца и изотопных отношений $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в породах вулканов Угуумур и Бодь-уул.

Обр. №	U	Th	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$
Вулкан Угуумур												
БД-4935	0.55	1.72	2.33	17.6583	18	15.4231	16	37.6081	40	17.6299	15.4218	37.5789
БД-4936	0.55	1.63	2.31	17.6616	15	15.4213	13	37.5967	33	17.6330	15.4200	37.5688
БД-4939	0.28	1.95	2.98	17.6279	15	15.4172	15	37.6046	36	17.6166	15.4167	37.5787
БД-4938	0.36	2.16	3.40	17.6360	16	15.4256	15	37.6263	35	17.6233	15.4250	37.6011
БД-5090	0.64	2.12	2.95	17.5997	14	15.4187	14	37.6084	34	17.5736	15.4175	37.5799
Вулкан Бодь-уул												
БД-5097	1.12	3.88	3.35	17.5997	14	15.4187	14	37.6084	34	17.7668	15.4578	37.6402
БД-5098	0.91	3.09	2.60	17.8217	9	15.4603	9	37.7028	24	17.6349	15.4360	37.5361
БД-5099	1.00	3.34	2.87	17.6925	13	15.4387	12	37.6001	32	17.6418	15.4371	37.5665
БД-5100	1.00	3.32	2.75	17.6989	15	15.4397	13	37.6293	33	17.7363	15.4564	37.6069

Примечание. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ измеренные величины отношений; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}(i)$ – изотопные отношения с коррекцией на возраст пород. Данные приведены по работе [Peregriev et al., 2020]. Дополнительные примечания см. в таблице П 6.1.

Таблица П 6.3. Результаты определения содержания Sr, Rb, Sm и Nd и изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в магакриссталлах вулкана Угуумур.

Обр. №	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$	Sm	Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$	εNd(i)	T _{2DM} (Ma)
UG-Grt-1	4.8	22.2	0.70845	1	0.70832	6.2	7.2	0.512199	9	0.512149	-9.17	1610
UG-Grt-2c	3.5	19.2	0.70811	1	0.70800	5.5	6.6	0.512226	7	0.512176	-8.63	1570
UG-Fsp-6	62.1	2567	0.70463	1	0.70460	0.11	0.57	0.512263	20	0.512251	-7.17	1440
UG-Fsp-21	58.7	2109	0.70462	2	0.70460	0.20	1.00	0.512295	8	0.512283	-6.55	1390
UG-Cpx-2	3.3	192	0.70509	2	0.70508	8.6	27.3	0.512019	9	0.512000	-12.06	1850
UG-Cpx-8	1.7	215	0.70531	1	0.70531	7.1	22.8	0.512048	7	0.512030	-11.49	1800

Примечание. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(i)$ - изотопные отношения с коррекцией на возраст санидиан (15 млн лет). Мегакриссталлы: UG-Grt – граната, UG-Fsp – санидина, UG-Cpx – пироксена. Данные приведены по работе [Peregriev et al., 2020]. Другие примечания см. в таблице П 6.1.